ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Верхояно-Колымская

Лист Q-55 – р. Мома

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2021

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»
(ФГБУ «ВСЕГЕИ»)

Государственное унитарное предприятие Республики Саха (Якутия)
«Геологический информационный фонд Республики Саха (Якутия)»
(ГУП «Сахагеоинформ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Верхояно-Колымская

Лист Q-55 – р. Мома

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2021

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26
М18

А в т о р ы
Ю. А. Маланин, Г. С. Громов, В. И. Шпикерман, А. В. Корнилов, О. Н. Карнаухов, Е. Н. Тутасова, Л. Е. Пестова, Н. Г. Шепелев, Р. И. Кутыгин, В. Г. Данилов, О. Ю. Лебедева, С. Н. Сычев

Н а у ч н ы й р е д а к т о р *В. И. Шпикерман*

Р е ц е н з е н т ы
кандидаты геол.-минерал. наук *А. К. Иогансон, С. Н. Суриков; А. Л. Коновалов, А. В. Максимов, Е. А. Лебедева*

Маланин Ю. А., Громов Г. С., Шпикерман В. И. и др.

М18 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-55 – р. Мома. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», ГУП «Сахагеоинформ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2021. – 615 с. + 8 вкл. – ISBN 978-5-00193-251-2 (объясн. зап.), ISBN 978-5-00193-252-9.

В объяснительной записке к Госгеолкарте-1000/3 листа Q-55 – р. Мома описываются исследования геологического района, в который входят центральные элементы трех складчато-надвиговых систем Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области – Яно-Колымской, Индигиро-Колымской, Алазейско-Олойской, а также крупные фрагменты перекрывающих и сшивающих среднеюрско-меловых вулканогенных и плутонических поясов (Уяндино-Ясачненский и Джахтардах-Олойский вулканогенные и Главный Колымский плутонический). В работе отражены данные по стратиграфии и тектонике, гидрогеологии и геоэкологии, описаны полезные ископаемые и др.

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом цифровых материалов. Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 36, список лит. 837 назв., прил. 8.

Список комплекта карт: геологическая карта дочетвертичных образований; карта четвертичных образований; карта полезных ископаемых; карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых.

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 16 февраля 2021 г.

© Роснедра, 2021
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2021
© ГУП «Сахагеоинформ», 2021
© Коллектив авторов, 2021
© Издательство ВСЕГЕИ, 2021

ISBN 978-5-00193-251-2 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-252-9

ВВЕДЕНИЕ

Границы территории листа Q-55 (р. Мома) определяются координатами 64–68° с. ш. и 144–150° в. д. и охватывают площадь 121 500 км^2, одна треть которой расположена за Северным Полярным кругом. Лист принадлежит к Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение).

Большая часть территории в структурном отношении относится к Верхояно-Колымской складчатой области, представленной на площади листа элементами Яно-Колымской, Черско-Полоусненской (Индигиро-Колымской [Государственная … , 2008; 2016]) и Алазейско-Олойской складчатых систем. На севере и востоке на все эти структуры наложены кайнозойские образования Новосибирско-Чукотской плиты Восточно-Сибироморско-Чукотского бассейна Арктического шельфа [Геологическая … , 2012].

Административно основная часть площади листа (более 95 %) относится к пяти районам Республики Саха (Якутия) – Верхнеколымскому, Среднеколымскому, Момскому, Абыйскому и Оймяконскому. Юго-восточная часть листа входит в Сусуманский район Магаданской области.

Главные орографические элементы территории – хр. (горная система) Черского, Момский хребет, Алазейское плоскогорье, южная часть Момо-Селенняхской впадины (с Омулевской низменностью), южные окраины Абыйской и Колымской низменностей (рис. 1)*.

Горная система Черского в пределах территории листа представлена (в пересечении с юго-запада на северо-восток): элементами хребтов Тас-Кыстабыт (высота до 2235 м на левобережье р. Нера) и Хаяргастах (до 2085 м на левобережье р. Ирэгенья), хребтами Улахан-Чистай (до 2620 м в истоках р. Джапкачан) и Эрикитским (до 2366 м в истоках р. Эрэкит (Эрикит)), горными цепями Елау (до 2546 м на правобережье верховий р. Артык) и Ачмолачанской (до 2022 м на левобережье р. Улахан-Нагаин). Наиболее высокие участки горной системы Черского приурочены к Буордахскому высокогорному массиву в северной половине хр. Улахан-Чистай, где расположена высочайшая горная вершина континентальной части Северо-Востока России – гора Победа (3003 м).

* Здесь и далее названия горных сооружений и впадин взяты с топографических карт масштабов 1 : 200 000, 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000, изданных в 1988–1990 гг.

К востоку от хр. Черского лежит Момо-Селенняхская впадина (минимальная отметка в пределах листа – 290 м на правом берегу р. Мома). Впадина отделяет Момский хребет от горной системы Черского.

Момский горный хребет протягивается практически через всю территорию листа с юго-востока на северо-запад. На юго-востоке он начинается после северного фланга Чербыньинского хребта (1273 м в западных отрогах на правобережье р. Омулёвка) и Омчикчанского мелкогорья (до 986 м на левобережье р. Омулёвка). Момский хребет в пределах центральной части площади листа распадается на ряд горных хребтов и цепей, разделенных отдельными впадинами.

К северу и востоку от Момского хребта простираются Абыйская и Колымская низменности, которые в пределах территории листа Q-55 представлены своими южными окраинами: минимальные высоты первой на р. Индигирка достигают 26 м, а для Колымской низменности на правобережье р. Ожогина – 39 м.

Алазейское плоскогорье расположено в северо-восточной части изучаемой территории. Его основной элемент – дугообразный низкогорный кряж Хангас-Тас (до 951 м в истоках р. Кадылчан).

Речная сеть площади относится к системам рек Индигирка, Алазея и Колыма, впадающих в Восточно-Сибирское море. Притоки р. Индигирка на листе – Селеннях, Бадяриха, Буор-Юрях (с р. Метис (Мятись), Мома и Нера, а сама р. Индигирка представлена небольшим фрагментом в северо-западной части листа. Территория изобилует озерами.

Климат района определяется положением в субарктическом климатическом поясе, в областях с холодным и умеренно теплым летом, суровыми снежными и малоснежными зимами [Республика … , 2000]. Среднегодовая температура воздуха составляет минус 14–16°, сезонные температуры – от плюс 25–30 летом до минус 55–65 °С зимой. Режим увлажнения – избыточно влажный и влажный, среднегодовое количество осадков 200–300 мм, максимальное 400 мм [Республика … , 2000]. Наибольший объем осадков приходится на июль–август. Снежный покров устанавливается в конце сентября, высота его достигает 30–50 см. Сходит снег в середине мая – начале июня, в зависимости от экспозиции склонов. Вся территория листа расположена в зоне развития многолетнемерзлых пород (ММП), нижняя граница которой, по разным прямым и косвенным данным, варьирует в широких пределах от 150–200 м (165 м) до 300–400 м и более (417 м). В долинах рек широко развиты наледи, повторно-жильные льды ледового комплекса, в горах – современные ледники.

Растительность типична для гор и равнин Северо-Востока России. Природные комплексы гор – горная тундра, гольцы и подгольцовые заросли кустарников, горные лиственничные и подгольцовые редколесья. В долинах рек представлены природные комплексы северо-таежного лиственничного редколесья (долина р. Индигирка) и среднетаежных лиственничных лесов (Абыйская и Колымская низменности) [Республика … , 2000].

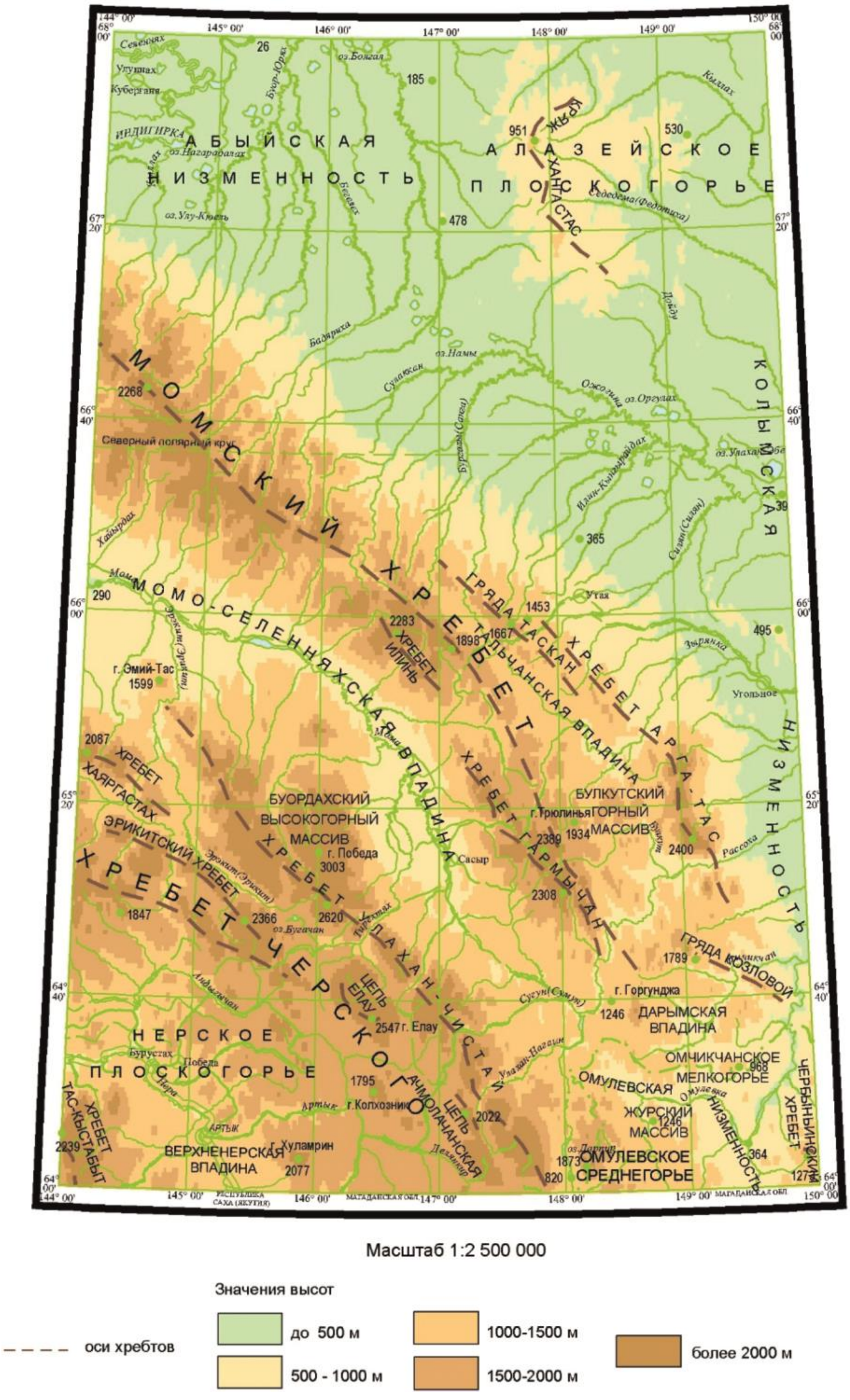


Рис. 1. Схема орографии.

В горных областях развиты два типа растительности: горнотундровая (лишайниковые каменистые пустыни, зеленомошные и лишайниковые горные тундры) и горнотаежная (заросли кедрового стланика, кустарничково-лишайниковая растительность). В долинах рек и межгорных впадинах преобладает таежная растительность северо-таежных редкостойных лесов (предгорные лиственничные леса, зеленомошно-лишайниковая, кустарничковая, мохово-кустарничковая растительность в сочетании с ерниками, болотами и мелкодолинными лугами [Республика … , 2000].

Древесная растительность большей частью представлена даурской лиственницей, по долинам крупных рек произрастают тополя, березы, ольха, ива (чозения), реже – рябина. Склоны гор, как правило, покрыты густым кедровым стлаником, редко встречается можжевельник, в долинах – заросли карликовой березы (ерник). Широко распространены ягодные кустарники и ягодники – охта, шиповник, красная смородина (кислица), малина, голубика, брусника, шикша (водяника), морошка. В горах встречаются участки произрастания родиолы розовой (золотого корня). Многие эндемичные растения занесены в Красную Книгу Якутии.

Животный мир представлен видами таежного, горно-таежного и горно-тундрового зоогеографических районов [Республика … , 2000]. Только в бассейне р. Мома известен 191 вид, 16 из которых занесены в Красную книгу Якутии. Основные млекопитающие – лось (сохатый), дикий северный олень, снежный баран (чубуку), кабарга, бурый медведь, рысь, росомаха, волк, лисица, черношапочный сурок (тарабаган), соболь, белка, белка-летяга, горностай и др. В реках водится ленок, хариус, сиг-валек (сюрюк), чукучан (каталка), налим, щука; в р. Индигирка – чебак, омуль, таймень и нельма; в озерах – щука, чебак; в горных озерах – мальма и голец (голец Черского, *мест.* – топь).

Экономическая освоенность территории невысокая. Постоянное население проживает в селах Куберганя (530 чел.), Кенг-Кюёль (255 чел.), Сасыр (713 чел.), Угольное (329 чел.), Утая (98 чел.), в пос. Артык (509 чел)*. Основная масса населения сел занята в сельском хозяйстве (оленеводство, коневодство, охота), малая – на горнодобывающих предприятиях и в сфере обслуживания дорог. Практически круглогодично функционируют рабочие поселки золотодобывающего холдинга «Янтарь» на правом берегу р. Нера у моста и на р. Андыгычан в устье р. Сырайдах (Анка).

К числу постоянных автомобильных дорог относятся отрезок федеральной трассы «Колыма» (М-56) между пос. Усть-Нера и с. Делянкир и участок региональной дороги «Арктика» между с. Угольное и пос. Зырянка. От трассы «Колыма» проложены постоянные непротяженные дороги до ныне нежилого с. Победа и рабочего поселка на р. Андыгычан. Региональная дорога-автозимник «Арктика» постоянно обслуживается только в зимний период – по ней осуществляются грузоперевозки от трассы М-56 в направлении северо-восточных регионов Якутии и Чукотки и завоз угля в села Сасыр и Утая из с. Угольное. Постоянное авиасообщение на территории листа существует только между селами Сасыр и Хонуу – рейсы самолетов типа Ан-3 выполняет

* Для всех поселений – данные переписи 2010 г.

АК «Полярные Авиалинии». Индигирка на отрезке листа судоходна (до устья р. Мома). Многие реки пригодны для прохождения моторных лодок и сплавов на резиновых лодках.

Самый крупный горно-добывающий комплекс – АО «Зырянский угольный разрез» (с. Угольное), разрабатывающий Надеждинское угольное месторождение. Ряд артелей (ООО «Янтарь», АО «Поиск», ООО «Восток» и др.) осуществляет добычу золота из россыпей в бассейне р. Нера. В непосредственной близости от юго-западной части площади листа стабильно работает Сарылахская обогатительная фабрика на одноименном золото-сурьмяном месторождении, принадлежащая вместе с рудником к ОАО «Сарылах-Сурьма» (ХК ООО «ГеоПроМайнинг»). В сентябре 2017 г. введен в эксплуатацию Тарынский ГОК на золоторудном месторождении «Дражное» (АО «Тарынская золоторудная компания» ПАО «Высочайший»).

Значительную часть Момо-Селенняхской впадины и прилегающих гор охватывает особо охраняемая природная территория республиканского значения – национальный природный парк «Момский» площадью 2 175 600 га, в пределах которого выделены заповедная зона, зоны ограниченной и активной рекреационной деятельности и зона традиционного природопользования. Всего на территории листа семь особо охраняемых территорий республиканского и местного значения (см. Эколого-геологическую схему).

История геологического изучения территории может быть разбита на несколько этапов – до 1933 г., 1933–1957 гг., 1957–1995 гг. и с 1995 г. по наше время.

Период до 1933 года включает первые, имеющие отношение к геологии, сведения казаков-землепроходцев за 1646 г. [Окладников и др., 1977], первые упоминания Ф. Ф. Матюшкина за 1820 г. [Врангель, 2011; Устиев, 1961], первые пересечения междуречья Индигирка–Колыма в этих широтах, которые были выполнены экспедициями Г. А. Сарычева (1786 г.) [Сарычев, 1952 2016] и И. Д. Черского (1891 г.) [Зарины, 1952; Черский, 1956]. Именно с именем И. Д. Черского связывают открытие залежей каменного угля на р. Зырянка. К началу XX века приурочены первые сведения о попытках освоения полезных ископаемых.

Важнейшее значение в познании геологического строения территории в тот период имели две экспедиции С. В. Обручева (1926 и 1929–1930 гг.), прошедшие, соответственно, западнее и южнее территории листа. Результатом этих экспедиций явилось открытие хр. Черского и обнаружение шлихового золота в водотоках этого горного сооружения [Обручев, 1934ф].

В 1931 г. на р. Мома работала Индигирская экспедиция Наркомвода СССР, которой достаточно подробно с результатами анализов описаны зырянские угли и впервые приведены параметры Большой Момской наледи – Улахан-Тарына [Материалы … , 1934; Кротов, 1934].

Второй этап геологических исследований на рассматриваемой площади охватывает период 1933–1958 гг. и неразрывно связан с трестом «Дальстрой». Планомерные геологические исследования общего и поискового характера в районе были начаты вскоре после его создания (1931–1932 гг.). Сначала поисковые работы велись в основном на золото и олово. Именно геологами тех лет были впервые выявлены и описаны современные ледники на Буор-

дахском массиве [Исаков и др., 1941ф], четвертичный вулкан Балаган-Тас [Зимин и др., 1939ф]. В эти годы была открыта большая часть из известных в настоящее время на территории листа олово- и золоторудных месторождений, россыпи этих металлов, месторождения угля, огнеупорных и строительных материалов. В 1936 г. началась и добыча угля на Эрозионном месторождении, которая практически непрерывно продолжалась по 1984 г. [Верхнеколымский … , 2002].

Основы стратиграфии триаса и перми для территории листа на этом этапе были разработаны Ю. Н. Поповым [Попов, 1945, 1949, 1958], перми, триаса и юры в бассейне р. Нера – С. И. Гавриковым [Гавриков, 1958а, 1959], юры и мела на р. Зырянка – Л. Н. Серебряковым [Серебряков и др., 1959ф], кайнозоя в бассейне рек Ожогина и Зырянка – С. Ф. Бискэ и Ю. Н. Барановой [Бискэ и др., 1956ф].

В числе первых монографий по магматизму стоят работы В. И. Краснокутского [Краснокутский, 1938] и К. Н. Рудича [Рудич, 1959], публикации Е. В. Островской [Островская, 1945], Ф. Р. Апельцина и А. И. Бородянского [Апельцин и др., 1948], В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова [Матвеенко и др., 1958]. На этом этапе были заложены основы выделения плутонических поясов – Главного (колымских батолитов), Тас-Кыстабытского, послуживших впоследствии и основой для одноименных магматических комплексов. Тогда же впервые В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталовым был идентифицирован как геологическая структура Уяндино-Ясачинский вулканогенный пояс [Матвеенко и др., 1958].

Разломная тектоника в те годы изучалась Б. И. Вронским (Чай-Юреинский разлом, 1936 г.), А. А. Николаевым (разлом Дарпир, 1958 г.), А. С. Симаковым (разлом Улахан, 1949 г.) [Имаев и др., 2000], В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталовым (Инъяли-Дебинский разлом, 1958 г.) [Матвеенко и др., 1958], С. И. Гавриковым [Гавриков, 1958], К. Я. Спрингисом [Спрингис, 1958], для Алазейского плоскогорья – В. Н. Саксом и Г. Г. Моором [Сакс, 1938; Сакс и др., 1941].

Отдельно нужно отметить проведенные зимой 1946–1947 гг. гидрогеологические исследования на р. Мома отрядом под руководством П. Ф. Швецова [Швецов, 1951] и гидрологические исследования партии Колымпроекта под руководством Житкова на озерах Большой и Малый Дарпир, на руч. Омчик (1941 г.).

Третий этап геологических исследований (1958–1995 гг.) определяется временем проведения среднемасштабной геологической съемки и годами подготовки и издания геологических карт масштаба 1 : 200 000 (первое издание). В отношении составления геологических карт масштаба 1 : 1 000 000 в границах этих годов выделяются два подэтапа (1958–1964 гг. и 1980–1987 гг.), отвечающие соответственно работам по подготовке и изданию карт первого поколения [Касаткин и др., 1959ф; Государственная … , 1963а,б, 1964; Карта … , 1963] и второго поколения (новой серии) [Геологическая … , 1986; Государственная … 1986а; 1986б; 1986в; 1986г].

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 первого поколения на лист Q-55 создана геологами Северо-Восточного и Якутского геологических управлений. Карта издана в 1963 г. (авт. Б. В. Пепеляев, Л. Н. Попов, М. И. Терехов; ред. Г. Г. Попов). В ней обобщены результаты начального

периода планомерного геологического изучения Северо-Востока страны [Государственная … , 1963а,б].

В 1958–1981 гг. вся площадь листа была покрыта мелко- и среднемасштабной геологической съемкой, в том числе по ряду трапеций масштаба 1 : 200 000 групповым методом и аэрофотогеологическим картированием. Эти работы выполнялись силами геологов Москвы, Якутска, Усть-Неры, Батагая, Магадана и Нексикана. На большую часть территории в 1967–1990 гг. были подготовлены и изданы Государственные геологические карты масштаба 1 : 200 000 первого поколения.

Московскими геологами в этот период было проведено космофотогеологическое и геолого-минерагеническое картирование масштаба 1 : 500 000, заложены основы геодинамических построений [Аулов и др., 1983ф; Гедько и др., 1986ф; Миледин и др.; 1990ф].

Государственную геологическую карту СССР масштаба 1:1 000 000 второго поколения (новая серия) на рассматриваемую территорию составили геологи НПО «Аэрогеолоия» (Москва). Карта была подготовлена и утверждена к изданию в 1985 г., издана в 1990 г. (авт. Е. П. Сурмилова, Г. А. Максимова, Л. М. Натапов; ред. Л. М. Натапов). На этой карте были обобщены материалы листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000, (первое поколение), средне- и крупномасштабного геологического картирования предшествующих лет на территории листа [Государственная … , 1996а,б,в,г].

Наиболее значимые результаты в выявлении новых объектов полезных ископаемых по результатам геологической съемки – это открытие проявлений и месторождений меди, свинца и цинка в бассейне р. Рассоха и р. Омулёвка, пьезокварца в Илинь-Тасской хрусталеносной зоне, золота, молибдена, ртути, урана, россыпей агатов и халцедонов на Алазейском плоскогорье. На перспективных участках Алазейского, Нерского плоскогорий и Омулевского среднегорья было проведено геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 с попутными поисками [Алешко и др., 1984ф; Насыров и др., 1990ф; Сорокин и др., 1998ф; Шабанов и др., 1992ф].

Поисковые работы в основном были ориентированы на золото, в меньшей мере на сурьму [Гордеев и др., 1987ф]. В этот период были составлены первые крупномасштабные карты россыпной золотоносности среднего течения р. Нера [Петрова и др., 1979ф]. Впервые были выявлены признаки золотого оруденения и следы платины в Гарбыньинском блоке офиолитов [Петров и др., 1995ф]. Наряду с поисками золота на Алазейском плоскогорье [Гончаров и др., 1980ф, 1983ф] там же производились поиски урана [Шестеренкин и др., 1974ф] и ртути [Гончаров и др., 1976ф]. Была завершена работа по созданию геохимической карты Верхне-Индигирского золотоносного района [Нургалеев и др., 1995ф]. Рядом геологов проводились исследования по изучению и оценке Сереченского месторождения гипса [Палатный, 1961; Мерзляков и др., 1987; Лесной и др., 1987] – по количеству оцененных тогда запасов оно отвечает категории уникальных. В те же годы на месторождении были проведены и разведочные работы [Решетников и др., 1989ф]. Из прочих неметаллических полезных ископаемых целенаправленными поисковыми работами изучались мраморы Солнечного месторождения [Черепанов и др., 1976ф; Данилов и др., 1990ф, 1993ф], вулканические туфы лавовых полей вулкана

Балаган-Тас [Захаров и др., 1995ф], известняки Дарпирского месторождения [Демченко и др., 1966ф, 1973ф]. Продолжались поиски и угольная разведка в бассейне р. Зырянка [Лоскутов и др., 1995ф], где были выявлены и вовлечены в разработку новые угольные месторождения. Алазейское плоскогорье и прилегающие участки низменностей в рамках более широких площадных работ были охвачены поисковыми работами на халцедоны и мамонтовую кость [Сытник и др., 1993ф].

В этот период был выполнен огромный объем тематических исследований по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, тектонике и неотектонике, гидрогеологии. Целенаправленно гидрогеологами и гляциологами изучались наледи и современные ледники. Материалы тематических работ явились основой для создания стратиграфических схем, легенд, тектонических и металлогенических построений на Государственных геологических картах среднего и мелкого масштаба.

Принципиальное значение для рассматриваемой территории имели тематические работы на Алазейском плоскогорье, выполненные геологами НИИГА И. М. Русаковым и В. А. Виноградовым в 1964–1967 гг. Этими исследователями было показано, что осадочно-вулканогенный разрез Алазейского плоскогорья имеет не платформенную, а эвгеосинклинальную природу [Русаков, Виноградов, 1969]. Полученные ими данные опровергали общепринятую точку зрения о наличии в центральных районах Северо-Востока СССР Колымской платформы (срединного массива). Эти идеи нашли подтверждение в другом районе по результатам тематических исследований геолога из Магадана В. М. Мерзлякова (1964, 1968 гг.). В междуречье Рассоха–Зырянка В. М. Мерзляковым был обнаружен морской вулканогенный разрез ордовика, на основании чего была выделена Рассошинская эвгеосинклинальная зона [Мерзляков, 1971]. Дальнейшие тематические работы В. М. Мерзлякова, М. И. Терехова, П. П. Лычагина привели к открытию на Алазейском плоскогорье зон глаукофансланцевого метаморфизма [Лычагин и др., 1975]. Новые факты, подтверждающие выводы об эвгеосинклинальной природе складчатых структур северо-восточной части листа Q-55, были выявлены московскими геологами НПО «Аэрогеология» (Е. П. Сурмилова, Г. А. Максимова, Л. М. Натапов и др.), открывшими в процессе тематических и среднемасштабных геологосъемочных работ морские вулканогенные толщи девона и верхнего палеозоя на обоих склонах хр. Арга-Тас [Натапов и др., 1977].

Учеными и геологами производственных организаций были подготовлены сводные монографии, которые и до настоящего времени не потеряли своей актуальности по представленному в них фактическому материалу, в том числе и для территории листа Q-55 [Геология … , 1962, 1970а, 1970б, 1979, 1981, Гидрогеология … , 1970; Тектоника … , 1981 и др.]. После Артыкского (Оймяконского) землетрясения 1971 г. были проведены комплексные изучения его последствий и палеосейсмодислокаций [Белый и др., 1971; Курушин и др., 1976; Важенин, Смирнов, 1987; Важенин, 1989; Имаев, 1988, 1990; Имаев и др., 1990, 1995; Козьмин, 1984; Кочетков, Козьмин, 1976].

Большой объем тематических геолого-металлогенических исследований по территории Восточной Якутии, в том числе и для листа Q-55 с составлением карт масштаба 1 : 500 000 в период 1970–1985 гг. был выполнен якут-

скими геологами [Архипов и др., 1977ф, 1980аф, 1980бф; Волкодав и др., 1980ф, 1984ф, 1985ф]. В течение 1983–1989 гг. полевые геолого-металлогенические исследования выполнены магаданскими геологами на обширной территории от бассейнов рек Сеймчан и Таскан на юге до р. Зырянка на севере [Мерзляков и др., 1987ф.; Шпикерман и др., 1991ф]. По материалам этих работ были подготовлены и изданы четыре карты масштаба 1 : 500 000 верховий рек Зырянка, Рассоха и Омулевка – геологическая (авт.: М. И. Терехов, В. М. Мерзляков, Л. А. Шпикерман и др.), структурно-формационная (авт.: В. М. Мерзляков, В. И. Шпикерман, Л. А. Шпикерман и др.), магматических формаций (авт.: Е. Ф. Дылевский), металлогеническая (авт.: В. И. Шпикерман, С. И. Цыкарев) [Геологическая … , 1989; Карта … , 1990; Структурно-формационная … , 1990; Металлогеническая … , 1990].

В период 1960–1990 гг. силами разных организаций в пределах входящих в площадь листа фрагментов Абыйской и Колымской низменностей и по их обрамлению был проведен обширный комплекс работ по оценке перспектив нефтеносности территории [Косолапов и др., 1964ф; Вольнов и др., 1968ф; Чочиа и др., 1971ф, 1974ф; Григорьева и др., 1989ф]. По результатам этих работ была разработана комплексная программа работ на нефть и газ [Матвеев и др., 1990ф] и в рамках ее реализации в северо-западной части площади, в долине р. Индигирка в 1989–1992 гг. пробурены четыре структурно-параметрические скважины с глубинами от 1066 до 1611 м [Соловьёв и др., 2005ф].

В 1991 г., обобщив основную массу изданных и подготовленных к изданию геологических карт, результаты геологосъемочных работ и тематических исследований, якутские геологи (В. С. Гриненко, В. Б. Спектор и др.) подготовили к изданию Верхнеиндигирский блок геологической карты Якутии масштаба 1 : 500 000. Издание карты произошло уже на следующем этапе – в 2000 г. [Геологическая … , 2000].

В 1993 г. на участках разведки урановых месторождений Сугунской группы были проведены первые геолого-экологические исследования [Чемезов, 1993ф; Ложников, 2004].

В 1994 г. Свеверо-Восточным геолкомом была издана металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000 [Металлогеническая … , 1994], охватывающая в том числе и территорию листа Q-55.

Четвертый этап охватывает период после 1995 г. до наших дней включительно. В это время начался новый цикл картографирования – с широким применением компьютерных технологий и новых методов изотопно-геохимических исследований. Огромный массив накопленных данных потребовал и принципиального нового подхода к средне- и мелкомасштабному картосоставлению. Для нового третьего этапа мелкомасштабного государственного геологического картографировния масштаба 1 : 1 000 000 (ГК-1000/3) с 1998 г. велась разработка рабочих легенд по сериям номенклатурных листов – серийные легенды (СЛ). К 2001 г. были подготовлены авторские варианты Верхояно-Колымской СЛ ГК-1000/3 по трем блокам: Восточному [Розенкранц и др., 2000ф], Западному [Урзов, 2001ф], Южному [Шпикерман и др., 2001ф]. Лист Q-55 в составе Восточного блока. В 2002 г. под редакцией В. А. Ян-жин-шина была составлена сводная схема корреляции по всем трем блокам Верхояно-

Колымской СЛ, с описанием выделенных подразделений и схемами структурно-формационного районирования [Легенда … , 2002]. Эти материалы были приняты НРС Роснедра в качестве официальной СЛ Верхояно-Колымской серии листов ГК-1000/3.

Работы по ГДП-200 в этот период были проведены на территории листов Q-55-XXXI,XXXII [Зарубин и др., 2002ф, 2004ф], а также по ряду листов, примыкающих с запада и юга. С 2017 по 2021 гг. проводятся работы ГДП-200 по листам Q-55-XXIX,XXX (исп.: С. И. Сычев, А. В. Рогов, О. Ю. Лебедева и др.) [Казакова, Сычев, 2019ф].

Магаданские геологи продолжили работу по составлению мелкомасштабных карт, охватывающих и территорию листа Q-55. В 1999 г. были подготовлены геологическая карта и карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона [Маннафов и др., 1999ф], на которой были обобщены материалы листов ГК-200 первого поколения, крпномасштабных геологосъемочных работ и тематических исследований предыдущего этапа.

Поисковые и поисково-ревизионные работы этого периода большей частью были традиционно ориентированы на золото и сосредоточены на юго-западе площади [Шудов и др., 1998ф, 2000ф, 2005ф, 2006ф; Куковский и др., 2006ф; Донварь и др., 2012ф; Гусев и др., 2014ф]. Поиски урана осуществлялись на Алазейском плоскогорье [Березнев и др., 2015ф]. Продолжалась разведка угольных месторождений в бассейне р. Зырянка [Номинханов и др., 1998ф], началась отработка Надеждинского месторождения, которая продолжается до настоящего времени.

Обобщение имеющихся данных по полезным ископаемым (в том числе и по листу Q-55) были выполнены в сводных работах [Сердюк и др., 1996ф; Ахьяев и др., 1998ф, 2005ф, 2008ф; Тутасова и др., 2010ф, 2012ф].

Тематические исследования по стратиграфии триаса были проведены в верхнем течении р. Зырянка новосибирскими геологами: отложения впервые были детально фаунистически охарактеризованы и расчленены до ранга свит [Константинов и др., 1997, 2000].

Тематические исследования были продолжены в области современной сейсмотектоники [Важенин, 2000, 2010; 2012, Шибаев и др., 2016; Смирнов и др., 2015]; были опубликованы новые данные по минералогии и петрографии вулкана Балаган-Тас [Округин и др., 2014; Мохначевский и др., 2015]. Большой ряд публикаций был посвящен неутихающему в научных кругах интересу к проблеме Момского континентального рифта [Дзема и др., 1996; Дмитриев, 1996, 2003; Дмитриев и др., 2003; Имаев и др., 2001, 2002, 2003, 2005; Имаева и др., 2014, 2015; Шахтыров, 2008].

Поисковые работы на подземные воды были проведены возле пос. Артык [Гайдукевич и др., 2013ф].

Геолого-экологические исследования по оценке радиационной обстановки были в 2006 г. повторно проведены на участках разведки урановых месторождений Сугунской группы [Собакин и др., 2011, 2013].

Геофизическая изученность среднемасштабной (1 : 200 000) аэромагнитной съемкой территория листа Q-55 была покрыта в течение второй половины 1950-х и в 1960-х годах [Кеткин и др., 1959ф; Усов и др., 1961ф; Торопчинов и др., 1963ф; Балакшин и др., 1963ф, 1964ф; Кутузова и др., 1968ф].

В те же годы была проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 1 000 000. В 1980-е годы около 50 % площади было покрыто гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 [Бабкина и др., 1989ф; Ковалев и др., 1987ф, 1988ф, 1990ф; Лейбович и др., 1984ф, 1985ф]. В основном эти работы проводились в пределах потенциально нефтегазоносных областей Абыйской и Колымской низменностей, а также в юго-западной части территории в полосе основных установленных рудных зон. После 2000 г. геофизические исследования носили исключительно обобщающий характер [Протопопов, Бабкина и др., 2000ф; Бузикова и др., 2004ф].

Геофизическая основа подготовлена в 2011 г. ФГУ НПП «Геологоразведка».

Геохимическая изученность. При проведении средне- и крупномасштабной геологической съемки на территории был выполнен огромный объем сопутствующих геохимических работ по потокам рассеяния, вторичным ореолам рассеяния, гидрохимического опробования. В юго-западной части территории дополнительно проведены опережающие геохимические работы по потокам рассеяния. В 2012–2014 гг. в ГУП «Сахагеоинформ» по договору субподряда с ФГУП «ИМГРЭ» была подготовлена опережающая геохимическая основа листа Q-55 (отв. исп. Г. С. Громов).

В настоящей работе обобщены и отражены новые результаты исследований, проведенных после 1985 г., переосмыслены ранее известные сведения и восстановлены некоторые незаслуженно забытые факты.

Всесторонние консультации были оказаны по разрезам триаса А. Г. Константиновым (ИНГГ СО РАН) и А. М. Трущелевым (АО «Якутскгеология»), по разрезам карбона и перми – В. Г. Ганелиным (ГИН РАН), по разрезам девона – В. В. Барановым (ИГАБМ СО РАН), по отложениям кайнозоя – В. Б. Спектором (Институт мерзлотоведения СО РАН) и С. Н. Терских. Помощь в подборе литературы, общее содействие и консультации оказаны В. С. Гриненко, А. В. Прокопьевым, В. Ф. Тимофеевым, Ф. Ф. Третьяковым и В. А. Трунилиной (ИГАБМ СО РАН), Д. Н. Ремизовым, Г. Г. Казаковой (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), А. Ю. Егоровым (МФ ВСЕГЕИ). База данных по эпицентрам землетрясений (754 события) за 28.07.1963–4.05.2016 гг. безвозмездно предоставлена С. В. Шибаевым (Якутский филиал Федерального исследовательского центра единой геофизической службы СО РАН).

Всем перечисленным геологам а также, жителям и администрации с. Сасыр и пос. Зырянка авторы выражают свою искреннюю признательность и благодарность.

Комплект карт включает цифровую модель в формате ArcGis 10.1, которая сопровождается базой данных в формате MS Access.

СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа Q-55 (р. Мома) относится к одной из наиболее сложно построенных среди листов Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002]. Общий стратиграфический разрез территории представлен осадочными, вулканогенно-осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями, сформировавшиеся в интервале от рубежа раннего и среднего рифея до современного времени. Отложения разделены на местные подразделения (серии, свиты и толщи), большая часть которых до настоящего времени не отражалась на средне- и мелкомасштабных геологических картах, а описывалась только в частных разрезах, показывалась на тематических картах и в подготовленных серийных легендах (СЛ) для геологических карт разного масштаба. Для четвертичных отложений, отраженных на самостоятельной карте, приняты такие стратоны как звенья, ступени, части и горизонты. Картографируемые подразделения в целом соответствуют Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002] с учетом утвержденных дополнений, кроме того были учтены материалы Третьего Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Третьего МВРСС), прошедшего в Санкт-Петербурге в 2002 г. [Решения … , 2009], которые также корректировались в связи с принятыми МСК России изменениями в Общей стратиграфической шкале (ОСШ) последних лет [Постановления … , 2003, 2012, 2013, 2014; сайт ВСЕГЕИ].

На территории листа с небольшими «пробелами» вскрывается почти непрерывный стратиграфический разрез от среднего рифея до квартера. По структурным соотношениям выходящих на дневную поверхность комплексов выделяется нескольких крупных этапов развития территории: рифейско-силурийский, девонско-пермский, триасово-позднеюрский, среднеюрско-меловой, кайнозойский (палеоген-неогеновый). В соответствии с составом и палеогеографическими условиями накопления стратифицированных структурно-вещественных комплексов в рамках указанных уровней выделяются структурно-формационные области (СФО): Селеннях-Омулевская, Рассошинская, Алазейская, Яно-Колымская, Иньяли-Дебин-Сугойская, Уяндино-Ясачненская, Джахтардах-Олойская, Верхояно-Колымская и Индигиро-Колымская, которые в свою очередь подразделяются на структурно-формационные зоны (СФЗ), а в последних иногда выделены стратиграфические районы (СР). При наличии наряду с осадочными толщами вулканических, гипабиссальных и плутонических образований вместо СР выделяются структурно-формационные подзоны (СФПЗ).

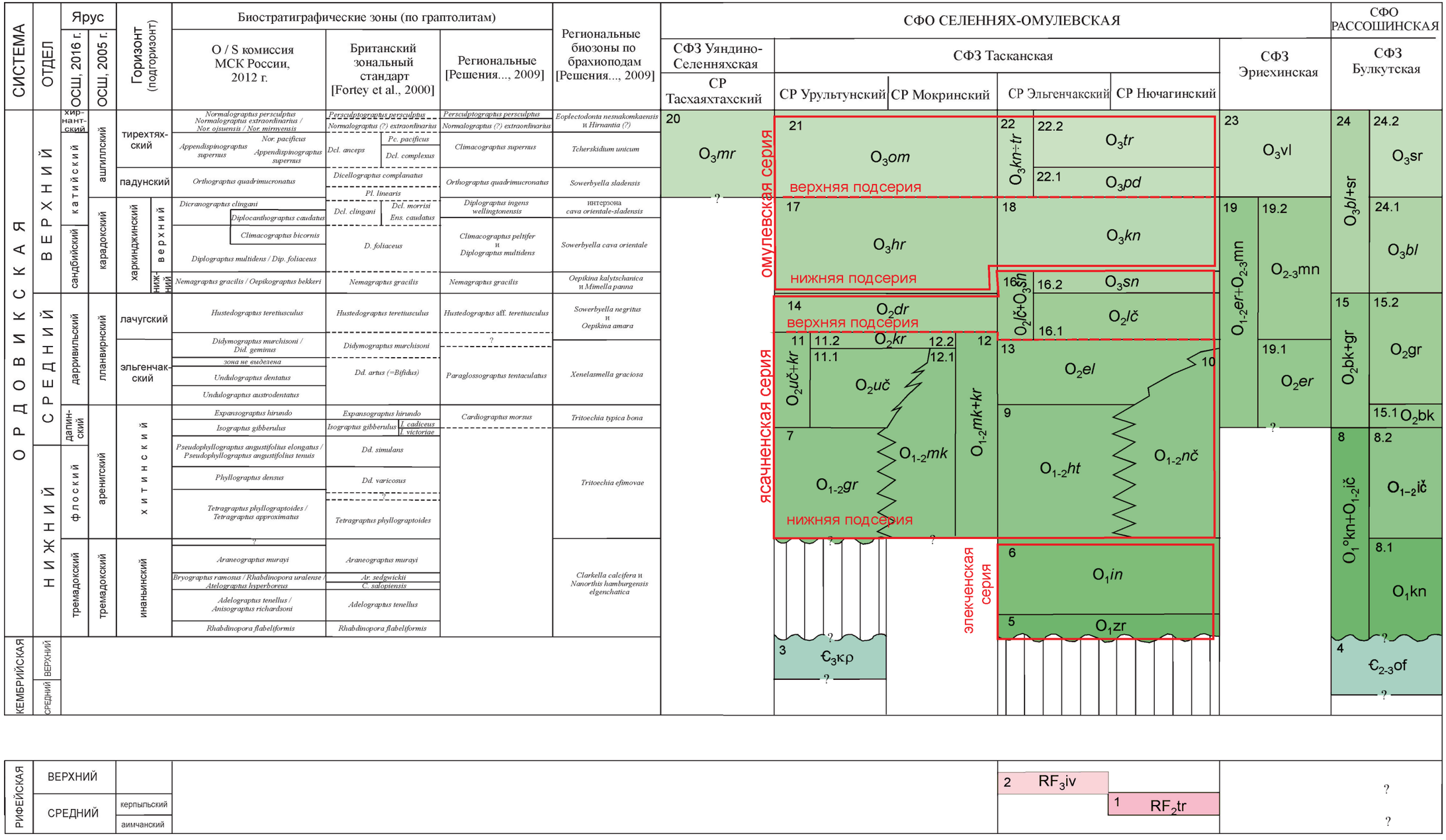


Рис. 2. Схема корреляции стратифицированных образований рифея, кембрия и ордовика территории листа Q-55 – р. Мома.

Свиты и толщи: 1 – тромбонская толща, 2 – ивашкинская толща, 3 – куранахская толща, 4 – офиолитокластитовая толща, 5 – зарская толща, 6 – инаньинская свита, 7 – журская свита, 8 – конгломератовая и иченская толщи объединенные (8.1 – конгломератовая, 8.2 – иченская), 9 – хитинская свита, 10 – нючагинская толща, 11 – уочатская и кривунская свиты объединенные (11.1 – уочатская, 11.2 – кривунская), 12 – мокринская и кривунская свиты объединенные (12.1 – мокринская, 12.2 – кривунская), 13 – эльгенчакская свита, 14 – дарпирская свита, 15 – биикская и горелышевская толщи объединенные (15.1 – биикская, 15.2 – горелышевская), 16 – лачугская и сонская свиты объединенные (16.1 – лачугская, 16.2 – сонская), 17 – харкинджинская свита, 18 – каньонская свита, 19 – эриехинская свита и минуткинская толща объединенные (19.1 – эриехинская свита, 19.2 – минуткинская толща), 20 – мрачнинская свита, 21 –омукская свита, 22 – падунская и тирехтяхская свиты, объединенные (22.1 – падунская, 22.2 – тирехтяхская), 23 – вулканомиктовая толща, 24 – булкутская свита и сереченская толща, объединенные (24.1 – булкутская свита, 24.2 – сереченская толща).

Q-55. Вклейка. Заказ 42014100

На карте отражены и описаны в главе 136 дочетвертичных стратифицированных подразделений, многие из которых состоят из нескольких известных в регионе свит и толщ. Описано и вынесено на карту 43 подразделеня четвертичных образований. Для получения максимально точного представления о расположении стратотипов, опорных и типовых разрезов приведены местные и авторские малоизвестные названия некоторых мелких ручьев и дана их описательная привязка к более крупным водотокам, названия которых, как правило, уже отражены на мелко- и среднемасштабных топографических картах. Послойные описания конкретных разрезов и их фаунистические характеристики в привязке к конкретным слоям вынесены в базу данных, где во избежание некорректного представления именно первичных материалов максимально сохранена авторская терминология. В базе данных содержатся также выборки по химическим анализам вулканогенно-осадочных свит и толщ.

РИФЕЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Стратифицированные образования рифея на территории листа обнажаются в двух небольших тектонических блоках на правобережье р. Омулёвка. В связи с локальностью проявлений отложений этого возраста не представляется возможным провести самостоятельное структурно-формационное районирование для этого стратиграфического интервала. Поэтому рифейские толщи условно выделены в границах Тасканской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО и представлены среднерифейской тромбонской и верхнерифейской ивашкинской толщами (рис. 2).

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Тромбонская толща (RF_2tr) как стратиграфическая единица под собственным названием выделена Н. В. Хандожко [Хандожко и др., 1981ф; Хандожко, 1982] для отложений, впервые установленных А. А. Николаевым в 1946 г. [Николаев, 1948ф, 1958] в границах обособленного Журского выступа (на топографических картах – горный массив Журский) по правому борту долины р. Омулёвка между ее притоками – ручьями Тромбон, Двойной и Чурик. Название толщи дано по руч. Тромбон (правый приток р. Омулёвка, впадающий напротив устья р. Харкиндя (Харкинджа).

Толща сложена сланцами серицитовыми, серицит-хлоритовыми, хлорит-серицит-кварцевыми, альбит-эпидот-актинолитовыми с подчиненным значением мраморов и метариолитов (традиционно принятое местное название породы – порфироиды). В общем разрезе толщи большинством исследователей выделяются три пачки или подтолщи.

Нижняя пачка (около 300 м) сложена преимущественно мусковитовыми, биотитовыми и двуслюдяными метариолитами, внешне напоминающими метаморфические сланцы, но отличающимися от них наличием многочисленных

(10–15 %, до 30 %) вкрапленников белого и желтовато-белого полевого шпата и, реже, водяно-прозрачного кварца размером до 5 мм.

Средняя пачка (около 400 м) сложена серыми, темно-серыми и серо-зелеными серицитовыми, серицито-хлоритовыми и хлорито-серицито-кварцевыми сланцами, постепенно переходящими друг в друга. В этой пачке начинают встречаться (около 5 % от объема пачки) альбит-эпидот-амфиболовые (актинолитовые) и эпидот-амфиболовые сланцы, образующие пакеты мощностью до 10 м. В составе отложений средней пачки отмечаются и довольно мощные пласты мраморов – до 70 м [Шабанов и др., 1992ф].

Верхняя пачка (около 600 м) на две трети своего объема сложена серицито-хлоритовыми, серицито-кварцевыми и хлорито-серицитовыми сланцами, филлитами. Остальная часть представлена эпидот-амфиболовыми и альбит-эпидот-амфиболовыми сланцами, образующими пакеты до 100 м. В этой пачке встречаются пласты мраморов мощностью до 2 м.

Послойное описание разреза (500 м), составленное по элювиальным развалам, известно только для средней пачки в верхнем течении руч. Тромбон (правый приток р. Омулёвка напротив устья р. Харкиндя) [Шабанов и др., 1992ф].

Породы толщи полого дислоцированы (15–30°, редко до 40°), общее простирание – от субмеридионального до юго-восточного, при этом в общих чертах просматривается слабо выраженный антиклинальный характер структуры блока. Все контакты толщи с отложениями ордовика – тектонические. В юго-восточной части сверху с несогласием ложатся терригенные отложения юры. Тромбонская толща по всей площади блока содержит секущие кварцевые жилы, а в северо-западной и юго-восточной частях прорвана субпараллельными дайками мезозойских габброидов северо-западного простирания. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и большинством исследователей их первоначальный состав диагностируется как карбонатно-терригенно-вулканогенный.

Результаты определений абсолютного возраста пород тромбонской толщи K-Ar методом не сходятся с геологическими данными. Для метариолитов нижней пачки установленные даты колеблются в пределах от 216 до 206 млн лет (середина норий – начало рэта), тогда как для серицито-хлоритовых сланцев средней пачки получены более древние значения – от 405 (начало эмса) до 430 млн лет (начало второй половины венлока (гомер). Метариолиты продатированы в СВКНИИ ДВНЦ АН СССР (Магадан), а сланцы – в ЗабСибГУ (Новокузнецк) [Хандожко и др., 1981ф; Хандожко, 1982].

Более достоверно возраст толщи и присутствующих в ней ортометаморфических пород (порфироидов) определяется по данным U-Pb SHRIMP датирования цирконов в ЦИИ ВСЕГЕИ (из образцов коллекции В. И. Шпикермана, 1990 г., прил. 6а, № 47, 48). Десять замеров по детритовым цирконам из полевошпат-слюдисто-хлоритового сланца отражают диапазон: 629,7 ± 2,3 млн лет (конец позднего рифея) – 1659 ± 11 млн лет (конец позднего карелия), однако часть зерен имеет секториальную метаморфическую зональность. Метаосадочные породы верхней пачки (филлиты) тромбонской толщи содержат детритовые цирконы, наиболее юный возраст которых 1246 ± 14 млн лет (прил. 6а, № 50) По цирконам их трех образцов метарио-

литов нижней пачки получены четкие конкордантные даты: 952,3 ± 9,0; 960,9 ± 8,5 и 968,0 ± 8,8 млн лет (начало позднего рифея, прил. 6а, № 41, 42, 43). Отсутствие цирконов с такими датами в вышележащих отложениях говорит о том, что метариолиты скорее всего имеют инъекционный (субвулканический) характер. На это указывают и детритовые цирконы во вмещающих метариолиты сланцах. В них присутствуют зерна с секториальной метаморфической зональностью с омоложенными каймами близкого к метариолитам возраста (948,1 ± 8,2–967,7 ± 6,4 млн лет, прил. 6а, № 45). Скорее всего это контактовые метаморфические изменения вокруг субвулканических тел риолитов. Таким образом, эти даты (начало позднего рифея) следует рассматривать в качестве верхней возрастной границы тромбонской толщи. Нижняя возрастная граница может быть определена по находкам детритовых цирконов в верхней пачке толщи – не древнее 1246 ± 14 млн лет (середина среднего рифея). Наиболее вероятный возраст тромбонской толщи на основании изотопных геохронометрических данных – вторая половина среднего рифея.

Что касается возраста метаморфизма толщи, то, судя по датировкам зерен цирконов с секториальной метаморфической зональностью отдельных зерен цирконов (629,7 ± 2,3, 541,2 ± 3,9 и 542,7 ± 4,2 млн лет, прил. 6а, № 44, 47), он близок либо к концу позднего рифея, либо рубежу венда–кембрия. С учетом значительной погрешности, рубежу венда–кембрия, взможно, отвечает также цифра абсолютного взраста, полученная для пород тромбонской толщи изохронным Rb-Sr методом (509 ± 43 млн лет).

Общая мощность толщи оценивается в интервале 1300–1850 м. Увеличение мощности происходит за счет увеличения доли карбонатных пород в составе средней пачки.

Для мраморов в составе тромбонской толщи по одному из пластов (10 м) на руч. Журавль (проявление Журавль) есть положительное заключение «Востоккварсамоцветы» о пригодности мраморов для использования в качестве поделочного, декоративно-облицовочного и облицовочного камня [Хандожко и др., 1981ф]. Учитывая высокую степень метаморфизма и большие мощности отдельных пластов (до 70 м), мраморы могут иметь и промышленное значение.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Ивашкинская толща (RF_3iv) впервые выделена Н. В. Хандожко в бассейне верхнего течения р. Омулёвка в ядре обособленной куполовидной антиклинали как среднерифейская [Хандожко и др., 1981ф; Хандожко, 1982]. Название толщи дано по руч. Ивашка (правый приток р. Инанья, окаймляющий Ивашкинский выступ с юга). Толща сложена песчаниками, кварцитопесчаниками и сланцами. Сланцы условно могут быть отнесены к двум основным видам – серицитовым и хлоритовым. Среди первых выделяются хлорит- и кварц-серицитовые (мусковитовые), серицит-кварцевые, среди вторых – собственно

хлоритовые и хлоритоидные. Реже встречаются кварциты, в одной точке установлены рассланцованные метадолериты, представляющие собой, по-видимому, маломощное межпластовое тело. Породы толщи прорваны многочисленными кварцевыми жилами, нередко с гематитом.

Хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые (мусковитовые) и серицито-кварцевые сланцы представляют собой темно-серые или зеленовато-серые породы с шелковистым, иногда с перламутровым блеском и ярко выраженной сланцеватой текстурой. Главные минералы – кварц, серицит и хлорит, примесь – железистые минералы (гематит, магнетит, лимонит), зерна циркона, отмечены новообразования турмалина, апатита, титанистых минералов (лейкоксен, анатаз, брукит, рутил), реже встречаются гранат, клиноцоизит, реликтовый касситерит. В качестве примеси отмечается углеродистое вещество(?) [Хандожко и др., 1981ф].

Хлоритовые и хлоритоидные сланцы – плотные зеленовато-серые, темно-серые, желтые, кремовато-коричневые, часто пятнисто окрашенные породы, расщепляющиеся на тонкие (2–10 мм) пластинки с шелковистым или мерцающим блеском на плоскостях. В их составе – хлорит, серицит, кварц, гематит с лимонитом (до 3–4 %). Примеси – углеродистое вещество (до 10 % ?), циркон, турмалин, лейкоксен [Хандожко и др., 1981ф].

Кварцитопесчаники и кварциты – массивные и неяснослоистые породы зеленовато-серого или желтовато-серого цвета, на поверхности – коричневато-бурые. В составе резко преобладает кварц, почти постоянно (3–15 %, до 20 %) отмечаются гематит, магнетит, гидроокислы железа до перехода пород в железистые кварциты. В небольших количествах присутствуют серицит, хлорит, иногда карбонат, акцессории – циркон, турмалин [Хандожко и др., 1981ф].

В разрезе толщи выделяются две пачки: нижняя преимущественно сланцевая мощностью около 400 м и верхняя (около 300 м), сложенная в основном кварцитопесчаниками. Породы полого дислоцированы (10–20°) с преимущественно субширотным простиранием.

Образования толщи слагают обособленную структуру (Ивашкинский выступ) в верхнем течении р. Инанья, разбитую мелкими разноориентированными нарушениями. Основной выход толщи расположен на правом борту р. Инанья между ее правыми притоками – ручьями Ивашка и Неузнанный. Небольшой фрагмент известен на левом борту р. Инанья, выше устья руч. Лесной. Площадь выходов основного блока, включая участки, перекрытые четвертичными отложениями – 77,8 км^2, малого фрагмента – 2,5 км^2.

Нижняя граница толщи не установлена. В южной части выступа на левом берегу руч. Ивашка и по левому борту р. Инанья контакт с ордовикскими отложениями (зарская толща и эльгенчакская свита) тектонический, на севере – по левому борту руч. Неузнанный, ордовик (зарская толща) ложится на ивашкинскую толщу с размывом, местами в основании с конгломератами, содержащими гальку, пород, близких по составу к породам ивашкинской толщи.

Возраст толщи первоначально принимался как среднерифейский по аналогии с рифейскими образованиями Западного Приколымья. По данным U-Pb SHRIMP датирования детритовых цирконов из пород толщи в ЦИИ ВСЕГЕИ (из двух образцов коллекции В. И. Шпикермана, 1990 г., прил. 6а, № 51, 52)

получены следующие результаты. По цирконам из кварц-полевошпатово-слюдистого сланца произведено 20 замеров, ограничивших интервал 942,5 ± 4,1 млн лет (первая половина позднего рифея) – 1950 ± 17 млн лет (середина позднего карелия). Пик приходится на 1350 млн лет (граница раннего и среднего рифея). По детритовым цирконам из кварцита выполнено также 20 замеров. Полученный диапазон – 1078 млн лет (вторая половина среднего рифея) – 2776 ± 20 млн лет (архей(?), начало позднего лопия). Пик – 1430 млн лет (середина раннего рифея). Судя по этим данным, возраст цирконов из наиболее молодых источников сноса (942,5 ± 4,1 млн лет) при формировании толщи отвечает первой половине позднего рифея. С учетом установленного трансгрессивного перекрытия толщи конгломератами зарской толщи с брахиоподами нижнего ордовика, возраст ивашкинской толщи принят как позднерифейский. По возрасту и составу толща близка к чебракской толще Западного Приколымья.

Общая мощность толщи – около 700 м. Учитывая отсутствие данных о подстилающих отложениях и ограниченность распространения толщи, сведений о вариациях ее мощности нет. Образования ивашкинской толщи метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Первичная природа метапесчаников – терригенно-осадочная в мелководной (прибрежной) обстановке.

На правобережье руч. Ивашка в кварц-хлорит-серицитовых сланцах ивашкинской толщи установлено повышенное содержание серебра – 30 г/т [Хандожко и др., 1981ф; Карта … , 1988; Государственная … , 1990].

Кроме ивашкинской и тромбонской толщ Селеннях-Омулевской СФО допалеозойские отложения рядом исследователей неоднократно выделялись в северо-восточной части листа – на Алазейском плоскогорье. Как правило, к ним относились мраморизованные известняки и кварцево-слюдистые сланцы, встреченные в развалах и фрагментарных выходах среди измененных и катаклазированных вулканогенных образований верхнего девона – нижнего карбона. Одним из фактов, положенных в такую трактовку возраста отложений, послужило определение А. Г. Вологдиным (ПИН АН СССР) в известняках микроскопических остатков колоний сине-зеленых водорослей *Murandavella alazea,* предположительно, протерозойского возраста [Иванов, 1975; Лычагин и др., 1977]. На правобережье р. Камчатка Ф. Ф. Третьяковым (ИГ ЯФ СО АН СССР) в 1976 г. в блоке 1,2 × 1,5 км были обнаружены неметаморфизованные карбонатные породы, содержащие онколиты, схожие с позднедокембрийскими юдомскими онколитами хр. Сетте-Дабан (опр. Л. И. Нарожных, ВНИГНИ, Москва) [Тектоника … , 1981; Третьяков, 1987]. Чуть позднее эти находки были фактически повторены другими исследователями [Кац и др., 1980ф] – у подножья западного склона горы Тулаях из глыб мраморизованных известняков был собран и более детально определен именно докембрийский комплекс онколитов: *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Ves. crassus* Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vol. zonalis* Nar., *Ambigolamellatus norridus* Z. Zhur., *Osagia monolamellosa* Z. Zhur. (опр. З. А. Журавлевой, ГИН АН СССР). Онколиты *Vesicularites concretus* Z. Zhur. известны в тинновской свите (докембрий) Патомского нагорья [Юдомский … , 1970].

Известны также и древние датировки абсолютного возраста K-Ar (1336 ± 14 млн лет (средний рифей); 1495 ± 41 млн лет (ранний рифей)) и Rb-Sr

(1860 ± 27 млн лет (середина позднего карелия), 2081 ± 11 млн лет (начало позднего карелия), 2146 ± 138 млн лет (завершение раннего карелия) методами, выполненные по метабазитам Алазейского плоскогорья [Тектоника … , 1981; Ненашев и др., 1983]. Тем не менее, большинством исследователей, возраст данных отложений принимается как позднедевонский–раннекаменноугольный, а глыбы известняков и метабазитов трактуются как олистолиты.

Некоторые данные из разных литературных и фондовых источников по этой проблеме в процессе работ по созданию ГК-1000/3 листа Q-55 (р. Мома) собраны в БД (файл Word «Алазейское плоскогорье»).

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Стратифицированные образования кембрия, а также вышележащие отложения ордовика распространены в предлелах двух СФО Рассошинской и Селеннях-Омулевской (рис. 2).

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Рассошинская СФО (10)

Булкутская СФЗ (10.5)

О ф и о л и т о к л а с т и т о в а я т о л щ а ($Є_{2-3}of$) залегает в основании стратиграфического разреза Рассошинской СФО. В ранге самостоятельной стратиграфической единицы и с собственным названием впервые выделена В. И. Шпикерманом и В. М. Мерзляковым [Шпикерман, Мерзляков, 1988] на право- и левобережье р. Рассоха в районе устья руч. Шумный (левый приток р. Рассоха выше устья р. Серечен). Годом ранее эти отложения там же были описаны как доордовикские офиолитокласты А. П. Кропачевым и соавторами [Кропачев и др., 1987]. Ранее толща на листах ГК-200/1, 1000/2 никогда не картировалась, а на ее месте при ГСР-200 и на изданных картах ранее была показана мирненская свита верхнего силура [Сурмилова и др., 1979ф]. В 1989 г. толща впервые была показана в условных обозначениях к геологической карте масштаба 1 : 500 000, подготовленной геологами СВКНИИ (М. И. Терехов и др.) [Геологическая … , 1989].

Толщу слагают преимущественно гравелитопесчаники и мелкогалечные конгломераты с существенным содержанием серпентинитов как в кластической части, так и в составе цемента. В обломочном материале установлен практически полный набор главных членов офиолитовой ассоциации – серпентинизированные ультрабазиты, яшмы, долериты, базальтоиды, что и послужило основой для названия толщи. Одним из ярких маркирующих признаков толщи является повсеместное развитие фуксита (особенно в доломитах), что придает породам пестроцветную окраску.

Фрагментарные разрезы толщи не выдержаны, поэтому исследователи, ее выделившие, представляют только усредненный схематический разрез (100–190 м) из четырех пачек [Шпикерман, Мерзляков, 1988]. Нижняя пачка (более 30 м) сложена известково-серпентинитовыми алевролитами, вторая (40–50 м) и третья (10–40 м) сложены гравелитами и мелкогалечными конгломератами и отличаются преимущественно цветом (соответственно, черные и темно-сиреневые). Завершает разрез пачка (20–70 м) пестроцветных доломитов с обилием фуксита.

Скорее всего именно к офиолитокластитовой толще относятся и красноцветные отложения, закартированные ранее как мирненская свита [Сурмилова и др., 1979ф; Государственная … , 1985а] в отдельных тектонических блоках на левом водоразделе руч. Ночной (правый приток р. Рассоха) в его верхнем течении. Косвенным подтверждением этому может служить присутствие хромита в шлихах [Николаев и др., 1941ф; Сурмилова и др., 1979ф] из аллювия безымянного правого притока р. Рассоха, который в верхнем течении дренирует эти выходы. В структурном плане эти выходы локализованы там же, где расположены и основные выходы толщи.

Нижняя граница толщи не установлена, выше с размывом, но без видимого углового несогласия залегают фаунистически охарактеризованные конгломераты нижнего ордовика. Возраст толщи как кембрийский принимается по ее структурному положению, а также по находкам в ней сферических радиолярий, известных с начала кембрия [Кропачев и др., 1987]. При этом сами авторы статьи не исключали, что нижние горизонты толщи могут иметь вендский возраст.

В составе тяжелой фракции из полуразрушенных гравелитов толщи (в правом борту р. Рассоха напротив устья руч. Шумный) в пробе объемом 150 л в процессе составления листа в 2016 г. установлены высокие содержания ильменита, единичные, практически неокатанные зерна (около 1 мм) розово-фиолетового граната. Гравелитистые доломиты толщи на левобережье руч. Шумный характеризуются устойчивыми аномально высокими содержаниями хрома (до 0,19 %), никеля (до 0,11 %), циркония (до 0,07 %).

Общая мощность толщи принимается по данным обобщенного разреза в интервале 100–190 м, что делает проблематичным ее реальное отображение на геологических картах мелкого масштаба. Тем не менее, учитывая принципиальное значение толщи для понимания общего развития региона, она выделена и отражена на карте как самостоятельное подразделение.

В материалах Третьего МВРСС [Решения … , 2009] в верхнем течении руч. Ичен (левый приток р. Рассоха) в кембрийском срезе выделяется маломощная (около 60 м) *верхнеичченская толща*, сложенная массивными известняками, зелеными мергелями и песчанистыми известняками. Ранее в прослое известняков предположительно именно из этой толщи Г. С. Гусевым (ИГ ЯФ СО АН СССР) [Тектоника … , 1981] были найдены водоросли, определённые К. Б. Кордэ (ПИН АН СССР) как *Epiphyton* sp. и *Rasumovskia* (ранний кембрий). Эта толща не нашла своего отражения на геологических картах по причине отсутствия конкретных достоверных разрезов, и отложения были отнесены к ордовику. Нельзя исключать, что данная толща представляет собой верхние горизонты офиолитокластитовой толщи, но в этом случае возникает противоречие с раннекембрийскими определениями водорослей, находки которых, видимо, нуждаются в дополнительных исследованиях,

впрочем, как и возраст самой офиолитокластитовой толщи. Возможно, именно эти известняки дают скальные выходы по левому водоразделу руч. Шумный над пестроцветными доломитами офиолитокластитовой толщи.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

К у р а н а х с к а я т о л щ а (Є$_3$?kr) (по р. Куранах – левый приток р. Мома, впадающий выше с. Сасыр) как стратиграфическая единица с собственным названием впервые предложена авторами Яно-Индигирской СЛ-200/2 [Иванов и д., 2000ф; Легенда … , 2000] для мощной толщи мраморов и мраморизованных известняков, ранее на мелко- и среднемасштабных геологических картах относимых как к кембрию, так и к рифею. Иногда в литературе эта толща выделялась под названием момской свиты [Волкодав и др., 1988], но оно не получило распространения при геологическом картировании и в подготовленных легендах. Выделенная позднее в материалах Третьего МВРСС [Решения … , 2009] улахан-чистайская толща с разрезом по р. Тирехтях (Момский) полностью идентична куранахской, она характеризует единое геологическое тело и ее выделение излишне.

Мраморы, слагающие толщу – кальцитовые, неяснослоистые массивные: от мелкозернистых (0,05–1 мм) до крупнозернистых (3–5 мм), имеют гетерогранобластовую, реже гломеробластовую структуру. Количество обломочной примеси в составе пород растет вверх по разрезу.

Опорный разрез (800–1100 м) расположен в верхнем течении р. Куранах [Сурмилова и др., 1974ф] и представлен мощной толщей мраморов, в верхней части которой отмечена пачка (80 м) известняков с прослоями сланцев, песчаников и алевролитов. Более детально разрез толщи неоднократно описан по правому борту долины р. Тирехтях (Момский) в ходе специализированных поисковых работ по изучению месторождения мраморов Солнечное [Черепанов и др., 1976ф; Данилов и др., 1990ф, 1993ф]. Авторы выделяют там от 37 до 55–60 слоев, общая мощность которых оценивается до 1600 м и более, но разрез фактически частично пересекает оба крыла крупной антиклинали, а его описание ориентировано прежде всего на выделение промышленно интересных пластов. Толща образует осевую часть этой антиклинали на междуречье Тирехтях (Момский)– Куранах с признаками опрокинутого залегания в западном крыле [Геологические памятники … , 1997], ориентированной погружением шарнира на юго-восток.

Органические остатки в толще не обнаружены за исключением сильно перекристаллизованных скелетных организмов, не поддающихся определению [Сурмилова и др., 1974ф]. Нижняя граница не установлена*, выше с размывом,

* Г. С. Гусев с соавторами [Тектоника … , 1981] со ссылкой на более ранние работы [Тектоническое … , 1964; Константиновский, 1975] приводят данные, что в основании толщи мраморов есть сланцы, в которых были обнаружены остатки онколитов вендского возраста. Однако в указанных работах сведения о находках *Collenia* на уровне венда приведены только по горбуновской свите на Приколымском поднятии.

но без видимого углового несогласия залегают конгломераты нижнего ордовика (журская свита), на основании чего возраст толщи предположительно принимается позднекембрийским, что согласуется с материалами Третьего МВРСС [Решения … , 2009] и Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002].

Общая мощность толщи оценивается в интервале 800–1100 м.

Некоторые исследователи между мраморами куранахской толщи и конгломератами журской свиты выделяли толщу метаморфизованных кислых эффузивов, называя ее или джапкачанской [Волкодав и др., 1988] или уолбутской [Иванов и др., 2000ф; Легенда … , 2000]. Послойный разрез этой толщи никем не опубликован, попытка заверить выделение толщи и найти кислые эффузивные породы в коренном залегании в рамках работ по созданию листа Q-55 (р. Мома) ГК-1000/3 в 2015 г. не увенчалась успехом. В одиночных коренных выходах между мраморами куранахской толщи и конгломератами журской свиты встречены только метаморфизованные кварц-карбонатные песчаники, валуны и галька которых присутствует и в журских конгломератах.

Как уже отмечалось выше, куранахская толща вмещает крупное неучтенное госбалансом месторождение высококачественного мрамора Солнечное с авторской оценкой геологических запасов от 2 [Данилов и др., 1990ф, 1993ф] до 10–11 млн м^3 [Черепанов и др., 1976ф] только на наиболее доступных участках и по отдельным пластам, что уже соответствует крупному месторождению (более 2 млн т). А по авторской оценке всех прогнозных ресурсов (свыше 10 млрд м^3) [Сурмилова и др., 1974ф] месторождение может рассматриваться и в категории уникальных. В наиболее высококачественных разностях мраморы просвечивают на глубину в несколько сантиметров.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ – СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Рассошинская СФО (10)

Булкутская СФЗ (10.5)

Конгломератовая и иченская толщи объединенные (Є$_3$-O$_2$kn+ič) в узкой тектонической зоне СЗ-ЮВ простирания распространены на междуречье р. Булкут и р. Рассоха, а также на левом борту р. Булкут и на правом борту р. Рассоха.

Конгломератовая толща как самостоятельная стратиграфическая единица в нижнем ордовике была впервые закартирована на междуречье Рассохи и Булкута [Государственная … , 1986а] и охарактеризована в объяснительной записке к этой карте [Государственная … , 1986г]. Несколькими годами ранее в отчете по результатам ГСР-200 на этой площади отложения картировались в ранге нерасчлененного тремадокского яруса [Сурмилова и др., 1979ф]. Ещё раньше эти конгломераты описывалась разными авторами как базальные отложения юры или перми (А. А. Николаев, 1940, 1942, А. Г. Лапшинов, 1959). В. М. Мерзляков, которому принадлежит одно из первых опубликованных

описаний толщи под утвердившимся собственным названием, считал ее рифейско-кембрийской [Мерзляков, 1971]. Не исключено, что к этим образованиям относится и описанная Г. С. Гусевым [Тектоника … , 1981] как кембрийская *карбонатно-конгломератовая толща.*

Основу толщи (60–65 %) составляют конгломераты (что послужило и названием толщи), в которых присутствуют прослои, пачки филлитовидных глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, линзовидные прослои гравелитов и глинистых известняков. Конгломераты валунно-галечные, мелкогалечные и глыбово-валунные желто-серой (на выветрелой поверхности – характерной яркой оранжево-желтой и ржаво-бурой), реже зеленовато-серой окраски, зависящей от состава цемента. В обломочной части преобладают гальки и валуны кварцитовидных песчаников, реже кварцитов и кварца. В некоторых слоях присутствуют неокатанные обломки и глыбы (вплоть до олистолитов 10–15 м), валуны серых и темно-серых известняков. Цемент либо доломитисто-известковый (оранжево-желтая окраска), либо хлоритовый. Мощность отдельных горизонтов конгломератов – от первых метров до нескольких десятков метров, отдельных прослоев гравелитов – 2–3 м, прослоев и пачек темно-серых, зеленовато-серых тонколистоватых филлитовидных глинистых сланцев, чередующихся с алевролитами, известковистыми песчаниками и гравелитами – 3–7 и 70–80 м, прослоев серых глинистых известняков, иногда мраморизованных – 0,5–20 м.

Фрагменты разрезов средней и верхней частей толщи известны в верхнем течении р. Ичен и на его водоразделе с руч. Биик [Сурмилова и др., 1979ф], где они сложены чередованием маломощных пластов известковистых алевролитов, песчаников и конгломератов, причем роль последних вверх по разрезу возрастает и мощность их пачек достигает 60–80 м. Мощность по разрезу – 172 м. В конгломератах верхней части разреза обнаружены многочисленные трилобиты, характерные для верхней половины кембрия, находки которых Е. П. Сурмилова и др., [1979ф] считают переотложенными. Однако в известняках конгломератовой толщи на правом берегу р. Рассоха напротив устья руч. Шумный (левый приток р. Рассоха выше устья р. Серечен) были обнаружены трилобиты *Plethopeltides magnus* Z. Max. без признаков переотложения [Мерзляков и др., 1987ф]. Кроме трилобитов в отложениях толщи найдены конодонты ордовикского облика [Шпикерман и др., 1988].

Залегание пород преимущественно крутое моноклинальное, часто близкое к субвертикальному, в тектонических узких клиньях, осложненных разрывной тектоникой. Нижняя граница толщи в бассейне р. Ичен не установлена, на р. Рассоха в районе устья руч. Шумный и на левом водоразделе руч. Шумный, по данным В. И. Шпикермана и В. М. Мерзлякова [Шпикерман, Мерзляков., 1988], толща залегает с размывом на разных слоях офиолитокластитовой толщи кембрия. Перекрывается везде иченской толщей.

Позднекембрийско-тремадокский возраст конгломератовой толщи принят на основании ее стратиграфического положения под иченской толщей, содержащей граптолиты флоского яруса. Нижняя граница определяется присутствием в отложениях толщи трилобитов *Plethopeltides magnus* Z. Max., известные в лопарском горизонте Сибирской платформы, который ранее отно-

сился к тремадоку, а в современном понимании отвечает верхам кембрия [Постановления … , 2012, 2014; Сенников … , 2015; Каныгин и др., 2017].

Мощность толщи в разрезе на р. Рассоха в районе руч. Шумный достигает 150–200 м, а в целом принимается около 400 м.

В истоках руч. Ичен (проявление Иченское, обнаружено Г. А. Максимовой в 1978 г.) в протолочках из конгломератов толщи установлены знаки золота (до 10 зн.), хромшпинель (до г/т), циркон (до 100 г/т), галенит (до 19 зн.), халькопирит (до 14 зн.), арсенопирит (знаки), пирит (до 400 г/т). По данным нейтронно-активационного анализа, содержание золота в монофракции пирита – 13 г/т [Сурмилова и др., 1979ф]. В 2016 г. при промывке 200-литровой пробы из делювиальных осыпей на конгломератах этой толщи в левом борту р. Рассоха в 1 км ниже устья руч. Шумный золото не встречено.

Иченская толща (по р. Ичен – левый приток р. Рассоха) выделена и изучена в бассейне верховий р. Ичен первоначально как рифейско-кембрийская В. М. Мерзляковым [Мерзляков, 1971]. Толща сложена темно- и стально-серыми шелковистыми филлитами и черными глинистыми сланцами заключающими частые прослои и пачки темно-серых тонкослоистых известняков и известковистых алевролитов. На разных стратиграфических уровнях в толще встречаются единичные линзы конгломератов мощностью до 5–6 м, состоящих из хорошоокатанных валунов и галек кварцитов.

Опорный разрез толщи в верховье р. Ичен [Сурмилова и др., 1979ф] сложен преимущественно алевролитами и песчаниками при подчиненной роли сланцев, конгломератов, известковых гравелитов и известняков. Видимая мощность в разрезе – 900 м. В нижней части разреза определены граптолиты *Phyllograptus anna* Hall., *Isograptus*(?) sp. indet., а в верхней найдены только *Diplograptidae* плохой сохранности.

Толща согласно залегает на конгломератовой толще верхов кембрия – тремадока, а перекрывается туфогенными породами биикской толщи. Залегание пород толщи характеризуется преимущественно крутыми падениями в узких тектонических блоках.

Возраст толщи (фло – начало дапина) принимается на основании стратиграфического положения между конгломератовой (снизу) и биикской (сверху) толщами. Известные находки граптолитов *Phyllograptus anna* Hall. этому не противоречат – близкие формы встречены в флоских отложениях (нижнем арениге) Средней Сибири [Сенников, 1996], а также в фло-дапинских толщах (среднем арениге) Норвегии и в дапине (верхнем арениге) Восточного Таймыра [Обут и др., 1964].

Полная мощность оценивается не менее чем в 1200 м.

Общая мощность объединенного подразделения – 1600 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Фациально разнообразные и изменчивые по мощности отложения ордовика на территории листа Q-55 – р. Мома широко представлены в Эриехинской и Тасканской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО. С определенной долей условности к ордовику отнесены и отложения существенно доломитового типа разреза у западной рамки листа в бассейне р. Эрэкит (Эрикит), которые ранее

на среднемасштабных геологических картах относились к нижнему силуру. Эти отложения представляют собой юго-восточные фланги Тасхаяхтахского района Уяндино-Селенняхской СФЗ той же Селеннях-Омулевской области. Особый осадочно-вулканогенный тип разреза ордовика представлен на востоке территории в Рассошинской СФО.

В целом в направлении с юго-запада на северо-восток формационная зональность ордовика выражена следующим образом: существенно доломитовый разрез Уяндино-Селенняхской СФЗ, представленный только верхним отделом, далее известняково-доломитовый разрез Тасканской СФЗ, через туфогенно-осадочный тип Эриехинской СФЗ, к осадочно-вулканогенному типу Рассошинской СФО.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Эльгенчакский (7.4.4) *и Нючагинский* (7.4.3) *СР*

З а р с к а я т о л щ а (**O_1zr**) описана и названа по руч. Заря (правый приток р. Омулёвка) Н. В. Хандожко [Хандожко и др., 1981ф]. Толща обнажена только по периферии крупной куполовидной антиклинали – в бассейне правых притоков рек Инанья и Омулевка: ручьи Ивашка, Неузнанный и Заря. Небольшой обособленный блок зарской толщи известен также на левобережье р. Омулёвка напротив устья р. Инанья. В основании толщу слагают конгломераты и песчано-известняковые породы, в средней части – глинистые сланцы, вверху – известковистые песчаники.

Единственный схематический разрез (925–1030 м) толщи, составленный по отдельным коренным выходам и элювию, известен на водоразделе ручьев Ивашка и Неузнанный [Хандожко и др., 1981ф]. В нижней части разреза залегает горизонт базальных конгломератов (45 м), который выше сменяется известняками, известковистыми песчаниками и известковистыми алевролитами. В базальных конгломератах нередки валуны (до 30–40 см), выше по разрезу конгломераты крупно- и среднегалечные. В составе валунов и галек преобладают породы ивашкинской толщи, цемент конгломератов в верхней половине базального слоя – карбонатный. В известняках над конгломератами найдены беззамковые брахиоподы *Angarella* cf. *lopatini* Asatkin.

Отложения толщи находятся преимущественно в полого-наклонном залегании с падением 15–30°, ориентированном в радиальных направлениях по периметру антиклинали.

На подстилающих кварцитах ивашкинской толщи базальные конгломераты зарской толщи лежат с размывом и угловым несогласием. Последнее проявлено не всегда: на водоразделе верховьев руч. Неузнанный и правого притока руч. Ивашка падение кварцитов ивашкинской толщи и известняков зарской толщи на северо-восток, разница в углах падения – 5°, чуть более крутое (15 против 10°) в известняках зарской толщи. Временной интервал этого несогласия оценивается в 120–150 млн лет. Стратиграфически выше зарской толщи всегда согласно лежит инаньинская свита.

Органические остатки в составе толщи представлены редкими брахиоподами *Angarella* cf. *lopatini* Assatkin, встречены гастроподы плохой сохранности, в отдельных шлифах установлены псевдоолиты с радиально лучистым строением, напоминающие фрагменты археоцеат. Раннеордовикский (тремадокский) возраст толщи принимается на основании находок брахиопод и ее положения под фаунистически охарактеризованной инаньинской свитой.

Данных о существенных изменениях мощности толщи нет, она принята в объеме 925–1030 м, характерно более широкое площадное распространение толщи к северу от Ивашкинского выступа на водоразделе ручьев Неузнанный и Заря, в отличие от его южных флангов на левобережье руч. Ивашка.

Инаньинская свита (O_1in) (по р. Инанья – правый приток р. Омулёвка) выделена М. М. Орадовской [Орадовская, 1960]. Стратотип свиты и одноименного горизонта находится на восточной рамке листа Q-55, большая его часть – за рамкой в верхнем течении р. Эльгенчак (левый приток р. Ясачная). Отложения свиты закартированы в юго-восточной части площади листа, на правобережье р. Инанья и р. Омулёвка, в отдельном блоке на левом берегу р. Омулёвка напротив устья той же р. Инанья. Узкая полоса выходов свиты прослеживается и на междуречье Омулевки и Улахан-Нагаин вдоль левого борта долины р. Нючага. Основные разрезы свиты изучены на правобережье рек Инанья и Омулевка [Орадовская, 1960; Хандожко и др., 1981ф], позднее были изучены и разрезы в бассейне р. Нючага [Шабанов и др., 1992ф]. Свиту слагают известняки, алевролиты, глинистые сланцы, преимущественно зеленоватого цвета за счет процессов хлоритизации. Для отложений характерна волнистая, линзовидно-волнистая, косая и сложная слоистость, оттенки зеленого цвета до изумрудных и бирюзовых. Наиболее полный (около 620 м) разрез свиты на территории листа описан по правобережью руч. Ивашка в верховьях [Хандожко и др., 1981ф] и представлен чередованием пачек различных известняков, содержащих прослои алевролитов, аргиллитов и гравелитов. В известняках второй снизу пачки найдены гастроподы *Archinacella* cf. *subrotunda* Ulrich. et Scofield.

Отложения слагают разноориентированные складки с преобладанием углов падения слоев до 40–50°, реже залегания крутые и опрокинутые (левобережье р. Омулёвка против устья р. Инанья). Нижняя граница свиты установлена на крыльях куполовидной антиклинали в юго-восточном углу площади листа, где отложения свиты лежат на зарской толще. Выше инаньиская свита согласно перекрывается хитинской свитой.

Тремадокский возраст свиты устанавливается по многочисленным брахиоподам, в числе которых найдены формы *Nanorthis hamburgensis elgenchatica* Orad. [Ханжожко и др., 1981ф], являющиеся видом-индексом зоны Clarkella calcifera и Nanorthis hamburgensis elgenchatica (тремадок, инаньинский горизонт) [Решения … , 2009]. Другой вид-индекс *Clarkella calcifera* (Billings) этой же зоны известен в стратотипе свиты практически на восточной рамке листа Q-55 [Геология … , 1970а]. Кроме брахиопод и гастропод на площади собраны остатки трилобитов, в числе которых определены *Apatokephalus* sp. [Хандожко и др., 1981ф], также характерные для тремадока [Решения … , 2009]. Отложения в бассейне р. Нючага фаунистически не охарактеризованы, но сопоставимы с инаньинской свитой по литологии.

Разрез свиты в бассейне р. Нючага [Шабанов и др., 1992ф], составленный по фрагментарным обнажениям, характеризуется трехчленным делением и существенным увеличением мощности (до 1160 м), которая, вероятно, является завышенной. Общая мощность свиты, тем не менее, оценивается в интервале 620–1160 м.

Разрезы свиты на р. Инанья приняты в качестве стратотипа одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Урультунский СР (7.4.1)

Журская свита ($O_{1-2}gr$) описана А. А. Николаевым первоначально как среднеордовикская под названием жуирская [Николаев, 1958] и названа по стратотипу на руч. Жур (Жуир), правому притоку р. Уочат, южнее площади листа Q-55.

На площади листа Q-55 – р. Мома свита закартирована от верховьев р. Куранах в направлении на северо-запад до среднего течения р. Джапкачан [Сурмилова и др., 1974ф] в виде серии выходов в осевой части и на крыльях крупной антиклинали северо-западного–юго-восточного простирания над куранахской толщей, а также на флангах антиклинали в виде небольших обособленных тектонических клиньев. В применении к отложениям свиты в правом борту р. Тирехтях (Момский) в литературе позднее встречался излишний синоним – тирехтяхская свита [Волкодав и др., 1988]. Общая площадь выходов – 24,5 км^2. Площадь наиболее крупного выхода на северо-восточном крыле антиклинали от верховий левой составляющей р. Куранах до р. Тирехтях (Момский) – 12,6 км^2.

Нижняя часть свиты в бассейне р. Куранах сложена мелкогалечными пуддинговыми конгломератами, известковыми песчаниками и алевролитами, филлитовидными, известково-глинистыми сланцами, содержащими прослои белых массивных мраморов и мраморизованных известняков. Средняя и верхняя ее части представлены в основном грубыми, плохо сортированными валунными конгломератами. Валуны и галька хорошо окатаны, состоят из различных кварцитов (60 %), эффузивных(?) пород (30 %), реже мраморов и мраморизованных известняков диаметром до 0,5 м. Изредка встречаются огромные (до 2,5 м) угловатые глыбы мрамора. В отдельных прослоях средней и верхней частей количество гальки и валунов эффузивных пород возрастает до 50–60 %, встречаются прослои и линзы (10 × 2 м) гравелитов, кварцитовидных, известковистых песчаников, изредка известняков.

Наиболее полный (1655 м) разрез свиты известен в верхнем течении р. Куранах [Сурмилова и др., 1974ф] и представлен в нижней части чередованием пачек (75–100 м) известковых песчаников, переслаивающихся с известково-глинистыми сланцами, известковых алевролитов. Выше по разрезу –

мощная (760 м) толща конгломератов с многочисленными прослоями и линзами известковистых песчаников, которая сменяется чередованием пачек (40–250 м) кварцитовидных, известковистых песчаников, конгломератов, гравелитов, а в самом верху разреза появляются прослои (до 0,3 м) известняков.

В направлении к северо-западу доля конгломератов в составе свиты снижается, на смену им приходят известковые песчаники и песчанистые известняки. Соответственно уменьшается и мощность свиты до 1340 м в верховьях левых притоков Куранаха. Конгломераты по правому борту р. Тирехтях (Момский) встречаются уже только в виде разрозненных выходов. В протолочке из конгломератов установлены магнетит (около 130 г/т), эпидот (60–70 г/т), ильменит, пирит, апатит, турмалин, единичные зерна граната, андалузита, дистена.

Фаунистически свита не охарактеризована, упоминание о находках в песчаниках свиты единичных обломков макрофауны имеются у М. Д. Булгаковой [Булгакова, 1986, с. 130].

Возраст свиты принимается в объеме флоского и, условно, начала дапинского веков (нижняя половина хитинского горизонта) на основании согласного залегания выше фаунистически охарактеризованных отложений уочатской свиты.

Мощность свиты в пределах листа оценивается в интервале 1340–1655 м. Учитывая, что мощность свиты в стратотипической местности южнее территории листа Q-55 не превышает 400 м, такая оценка может быть отчасти и завышена.

Мокринский СР (7.4.2)

В пределах Мокринского СР ордовикского разреза Тасканской СФЗ журская и уочатская свиты фациально замещаются мокринской свитой. Свита здесь картируется вместе с вышележащей кривунской свитой. Район является стратотипическим для обеих свит.

Мокринская и кривунская свиты объединенные ($O_{1-2}mk+kr$) распространены в бассейне р. Омулёвка на ее левобережье в бассейне руч. Мокрый и в меньшей степени на правобережье р. Омулёвка ниже устья р. Урультун.

Мокринская свита выделена и описана А. А. Николаевым [Николаев, 1958] и названа по руч. Мокрый (левый приток р. Омулёвка ниже устья р. Урультун). Свита распространена на площади от бассейна р. Омулёвка до левобережья р. Дарпир-Юрях. Ее слагают глинистые известняки, алевролиты, песчаники аркозовые, известково-глинистые сланцы. Разрезы свиты изучались Н. А. Богдановым, М. Н. Чугаевой [1960], Р. Ф. Соболевской и др. [1969ф], Н. В. Хандожко и др. [1981ф], В. И. Шпикерманом и др. [1991ф], Ю. В. Шабановым и др. [1992ф].

По данным В. И. Шпикермана [Шпикерман и др., 1991ф], изучившим стратотипические разрезы в бассейнах рек Мокрый и Харкинджа, свита имеет трехчленное строение. Нижняя толща сложена аркозовыми песчаниками, переслаивающимися с песчанистыми известняками. Нижняя граница не вскрыта, видимая мощность – более 200 м. Средняя часть свиты (300 м) представлена

рассланцованными филитизированными тонкослоистыми аргиллитами и алевролитами. Верхняя часть свиты (500 м) сложена преимущественно глинистыми известняками, переслаивающимися с мергелями и известково-глинистыми сланцами. Глинистые прослои известняках имеют яркую оранжевую окраску, придающую породам характерный полосчатый рисунок. Общая мощность мокринской свиты – более 1000 м.

Свита слагает осевые части крупных северо-западных–юго-восточных антиклиналей, осложненные складчатостью более высоких порядков. Залегания преимущественно крутые (50–70°), выполаживаются на крыльях складок (15–40°).

Нижняя граница свиты на территории листа не установлена, выше согласно залегает кривунская свита. В направлении на северо-запад часть разреза нижнего–среднего ордовика, сопоставимая с мокринской свитой, представлена журской и уочатской свитами Урультунского СР.

Возраст свиты оценивается в объеме флоского, дапинского и нижней части дарривильского ярусов – хитинский и эльгенчакский горизонты [Решения … , 2009]. Такая трактовка отчасти подтверждается граптолитами *Tetragraptus (Eotetragraptus)* ex gr. *bifidus* Hall, собранными М. Н. Чугаевой в низовьях р. Харкиндя [Мерзляков, 1971]. Описанные граптолиты характерны для зоны Paraglossograptus tentaculatus дарривильского яруса (нижяя половина лланвирна), эльгенчакский горизонт [Решения … , 2009].

В. М. Мерзляковым в бассейне р. Урультун в отложениях свиты обнаружены гастроподы *Maclurites* aff. *bigsbyi* Hall. [Мерзляков, 1971]. Родственные формы этих гастропод известны в одновозрастных отложениях усунской и ирганджинской свит на хр. Тас-Хаяхтах (междуречье Яны и Индигирки) [Решения … , 1978], а также в нижнем и среднем ордовике Чукотки [Орадовская и др., 1977]. Кроме этих гастропод собственно к мокринской свите могут быть отнесены сведения о находках брахиопод *Raphinesquina* sp. [Богданов и др., 1960].

Мощность свиты в разрезах бассейнов ручьев Кривун и Мокрый выдержана в пределах около 1000 м, в направлении к северо-западу ее видимая мощность не превышает 500 м.

Кривунская свита в пределах Мокринскго СР исследовалась теми же авторами, что и мокринская свита. По данным В. И. Шпикермана [Шпикерман и др., 1991ф], изучившим разрезы по рекам Кривун, Мокрый Харкинджа, свита согласно перекрывает мокринскую свиту, имеет двучленное строение. Нижняя подсвита (300 м) представлена глинистыми известняками и известково-глинистыми сланцами. Типовой чертой низов кривунской свиты является ритмичное строение и черный цвет слагающих ее пород (повышенная углеродистость), что позволяет надежно отличать нижнекривунские известняки от верхнемокринских. Верхняя подсвита сложена более светлыми породами – мергелями и глинистыми известняками мощностью 250 м. Общая мощность свиты 550–600 м. Согласно перекрывается дарпирской свитой.

Среднедарривильский возраст свиты принимается на основании сборов граптолитов в бассейне ручьев Кривун, Мокрый, Харкинджа. Среди многочисленных собранных разными исследователями форм [Хандожко и др., 1981ф] в нижней части свиты встречены *Phyllograptus typus* J. Hall., *Ph. nobilis*

H. et Th., *Cardiograptus krivunensis* Sob., характерные для региональной зоны Paraglossograptus tentaculatus (эльгенчакский горизонт). В верхней части свиты определены остатки *Glyptograptus* aff. *euglyphus* (Lapw.), характерные для региональной зоны Hustedograptus teretiusculus (лачугский горизонт).

Таким образом, общий возрастной диапазон укрупненного подразделения охватывает фло в полном объеме, дапин и ранний – средний дарривил. Общая мощность – 1500–1600 м.

Эльгенчакский СР (7.4.4)

Хитинская свита ($O_{1-2}ht$) выделена М. М. Орадовской [Орадовская, 1960] и названа по руч. Хити (левая составляющая р. Эльгенчак в верховьях), стратотип свиты расположен в 5 км за восточной рамкой листа Q-55. На площади листа разрезы свиты изучены в верховьях руч. Ивашка [Хандожко и др., 1981ф]. Свиту слагают пелитоморфные, песчанистые оолитовые известняки, доломитистые известняки, доломиты, реже – глинистые известняки, алевролиты и глинистые сланцы.

Наиболее полный (460 м) разрез свиты на площади листа, составленный на двух разобщенных интервалах по разрозненным выходам и элювиальным развалам, известен в верховье бассейна руч. Ивашка и на его водоразделе с р. Эльгенчак [Хандожко и др., 1981ф]. В целом по разрезу заметно преобладают различные известняки, часто оолитовые, иногда органогенные. В средней части появляются отдельные пласты (1,5–4 м) доломитов и пачки (30–60 м), сложенные преимущественно доломитами. В самом низу разреза в известняках найдены брахиоподы *Finkelburgia tscherskyi* Orad., а выше – вместе с ними же еще и *Tritoechia* cf. *efimovae* Orad.

В верховьях руч. Ивашка отложения свиты находятся преимущественно в моноклинальном субмеридиональном залегании с падением на юг, реже на восток и юго-восток. По левобережью долины р. Нючага свита слагает осевую часть синклинальной складки. В бассейне р. Нючага фаунистические остатки в разрезах не обнаружены, отложения сопоставляются с хитинской свитой литологически.

Хитинская свита везде согласно залегает на инаньинской свите, а перекрывается эльгенчакской. Возраст свиты определяется на основании находок брахиопод в стратотипической местности, отвечающих двум региональным биостратиграфическим зонам флоского и дапинского ярусов: Tritoechia efimovae и Tritoechia typica bona. Это формы *Tritoechia efimovae* Orad., *Tr.* cf. *efimovae* Orad., *Finkelburgia tscherskyi* Orad., *Tritoechia* cf. *typica bona (=typica)* Orad., [Хандожко и др., 1981ф], первая из которых является видом-индексом одноименной зоны (дапинский ярус, нижняя половина хитинского горизонта), вторая близка к ней, третья характерна для этой же зоны, а четвертая – близка к виду-индексу зоны Tritoechia typica bona (дапинский ярус, верхняя половина хитинского горизонта) [Решения … , 2009]. Кроме брахиопод в отложениях свиты на правобережье Омулевки найдены гастроподы, наутилоидеи и трилобиты. Среди последних – такие формы как *Pseudomera weberi* (Z. Max.) и *Cybelopsis nanus* Tschug. [Хандожко и др., 1981ф], характерные,

соответственно, для нижней и верхней половин хитинского горизонта [Решения … , 2009].

Общая мощность свиты – около 700 м, в разрезах р. Нючага она несколько сокращается и к юго-западу в Нючагинском СР известняки свиты фациально замещаются более глинистыми отложениями нючагинской толщи.

Стратотипический разрез свиты служит и стратотипом одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009].

Нючагинский СР (7.4.3.)

В нижней части ордовикского разреза района характерно фациальное замещение существенно карбонатных отложений хитинской и части эльгенчакской свит более глинистой и песчанистой нючагинской толщей, развитой в пределах одноименного Нючагинского СР в долине р. Нючага (левый приток р. Омулёвка) и в бассейне руч. Сланцевый на правобережье р. Омулёвка.

Нючагинская толща ($O_{1-2}nč$) выделена Н. В. Хандожко [Хандожко и др., 1981ф] и распространена по обоим бортам долины р. Нючага в широком тектоническом блоке юго-западного–северо-восточного простирания, ограниченном разломами с юго-запада и северо-востока. Еще один обособленный блок, в пределах которого развита нючагинская толща, расположен на правобережье р. Омулёвка в бассейне ее правого притока – руч. Сланцевый. Толщу слагают черные известково-глинистые и филлитовидные сланцы, с линзами и прослоями известняков, алевролитов и мелкозернистых песчаников, известняковых конгломерато-брекчий и мергелей. Ранее эти отложения разными исследователями трактовались и как журская свита [Богданов и др., 1960], и как мокринская [Сидяченко и др., 1965; Соболевская, 1970ф]. Разрез свиты на правобережье р. Омулёвка ниже устья руч. Заря [Хандожко и др., 1981ф] представлен чередованием разных по мощности пачек известково-глинистых сланцев, мергелей и известняков, реже алевролитов. Характерно присутствие довольно мощных пачек, сложенных преимущественно конгломератами в переслаивании с известняками. Мощность толщи здесь не менее 1000 м. В известняках низов разреза собраны остатки брахиопод *Orthida* и *Tritoechidae.*

Нижняя граница толщи согласная – в бассейне р. Нючага она залегает на инаньинской свите, верхняя граница – диахронная, перекрывается, фациально замещаясь, или эльгенчакской или сразу лачугской свитой. В бассейне р. Нючага отложения свиты образуют большую часть разреза антиклинальной структуры, на правобережье р. Омулёвка в бассейне руч. Сланцевый отложения свиты также формируют складчатые структуры преимущественно субмеридионального характера. В разрезах по правобережью р. Омулёвка возрастает роль карбонатных пород, что сразу отражается и в составе фауны – появляются брахиоподы и трилобиты.

Широкий возрастной интервал толщи (фло–дарривиль) основан на ее стратиграфическом положении над фаунистически охарактеризованной инаньиской свитой (тремадок) и на находках по правобережью Омулевки брахиопод *Orthidella sienica* Orad., *Rhysostrophia occidentalis asiatica* Orad., характерных для зоны Xenelasmella graciosa (нижняя половина дарривильского

яруса, эльгенчакский горизонт). Верхняя граница подтверждается также и трилобитами *Pliomera fischeri* var. *asiatica* Tschug., близкими к характерному виду того же эльгенчакского горизонта [Решения … , 2009].

Мощность толщи в разрезах существенно не меняется, оставаясь на уровне 1000 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Урультунский СР (7.4.1)

Уочатская и кривунская свиты объединенные ($O_2uč+kr$) распространены практически всегда в едином разрезе от бассейна р. Сурага (левый приток р. Сугун (Сумун) в направлении на северо-запад вдоль осевой линии хр. Улахан-Чистай до правого водораздела р. Саргычан (левый приток р. Тирехтях). В направлении от р. Сурага на юго-восток нижние горизонты разреза затушевываются – в бассейне р. Омулёвка происходит постепенное фациальное замещение (по латерали и снизу вверх) преимущественно терригенной уочатской свиты более карбонатной мокринской свитой, развитой в Мокринском СР.

Уочатская свита выделена А. А. Николаевым [Николаев, 1958] со стратотипом на р. Уочат – левом притоке р. Урультун (за южной рамкой листа Q-55), по которой и получила свое название. Достоверные разрезы свиты в границах листа Q-55 известны в бассейне р. Сурага (левый приток р. Сугун (Сумун) и в бассейне р. Куранах (левый приток р. Мома).

Свита сложена преимущественно песчаниками, часто известковистыми и доломитистыми, песчанистыми известняками, реже (в нижней части) – кварцитовидными песчаниками. Характерно присутствие отдельных пластов буроватых, гематитовых песчаников. Отмечаются редкие маломощные (5–12 м) прослои и линзы мелкогалечных конгломератов, филлитовидных, известково-глинистых известняков. В нижней части разреза фиксируется выдержанная по мощности (до 250–300 м) пачка тонкослоистых (1–2 см), темно-серых глинистых, песчанистых и алевритистых известняков, по подошве которой проводится нижняя граница свиты. Наиболее полный (1070 м) разрез свиты на территории листа Q-55 известен в верхнем течении р. Куранах [Сурмилова и др., 1974ф] и представлен чередованием пачек кварцитовидных, доломитистых, реже гематитовых песчаников, глинистых известняков. В верхней части разреза характерны отдельные пласты (5–12 м) конгломератов, появляются известковистые песчаники и известково-глинистые сланцы. Не исключено, что мощность свиты в разрезе является завышенной ввиду положения в напряженной зоне тектонических нарушений и возможного повторения отдельных интервалов.

Свита слагает северо-восточное крыло крупной антиклинали на междуречье Джапкачана, Тирехтяха и Куранаха преимущественно в крутых наклонных, нередко опрокинутых залеганиях. С погружением шарнира антиклинали

на северо-запад в бассейне р. Саргычан отложения свиты обнажаются уже в ее осевой части.

В бассейне р. Сурага изучены скорее всего только нижние горизонты свиты [Клочков и др., 1979ф] с остатками граптолитов *Isograptus giberullus* (Nicholson), *Is.* aff. *paraboloides* Tsaj., которые А. С. Обут тогда датировал верхним аренигом (дапинский ярус среднего ордовика в современной ОСШ). Первый вид является видом-индексом одноименной зоны низов дапинского яруса (верхняя половина аренига в прежнем варианте ОСШ) [Решения … , 2009; Постановления … , 2012].

Практически везде, кроме тектонических контактов, свита согласно залегает на конгломератах журской свиты, а перекрывается кривунской свитой. Возраст уочатской свиты отвечает большей части дапинского яруса и нижней половине дарривильского (верхняя половина хитинского и почти весь эльгенчакский горизонт). Такая трактовка на территории листа основана на находках дапинских граптолитов в основании свиты и согласным залеганием выше нее фаунистически охарактеризованной кривунской свиты.

Общая мощность уочатской свиты оценивается в интервале 800–1100 м, что незначительно превышает таковую в стратотипе на р. Уочат за южной рамкой листа Q-55. Общая тенденция увеличения мощностей свит с юго-востока на северо-запад, как мы увидим дальше, сохраняется для всего разреза среднего ордовика.

Кривунская свита выделена и названа А. А. Николаевым [Николаев, 1958] по руч. Кривун (левый приток р. Омулёвка в 10–15 км севернее южной рамки листа Q-55). Описание разреза на том же ручье со ссылкой на материалы М. Н. Чугаевой опубликовано позднее Н. А. Богдановым [Богданов, 1963]. Разрезы свиты в бассейнах ручьев Мокрый, Кривун, по левому борту р. Харкинди [Шпикерман и др., 1991ф; Шабанов и др., 1992ф] охарактеризованы выше, при описании Мокринского СР. В Урультунском СР свита закартирована в междуречье Сугуна (Сумуна) и Сураги, в бассейне р. Николай-Юрях [Клочков и др., 1979ф], в обрывах р. Саргычан [Сурмилова и др., 1974ф]. Как правило, отложения в наиболее изученных разрезах подразделяются на две подсвиты. Нижняя сложена преимущественно черными глинистыми и доломитистыми комковатыми известняками с характерными «сажистыми» налетами, в меньшей степени – известковыми и глинистыми сланцами. Верхнюю подсвиту слагают преимущественно более светлые известковистые и известково-глинистые сланцы с прослоями известняков.

Свита на площади Урультунского СР большей частью обнажена на крыльях антиклинальных складок в крутом наклонном залегании, нередко опрокинутом.

В бассейне рек Тирехтях и Куранах отложения кривунской свиты повсеместно залегают на уочатской свите, а в бассейне р. Омулёвка – на мокринской. Закартированная ранее здесь сиенская свита [Сурмилова и др., 1974ф] не выделяется, как необоснованная [Орадовская, 1988; Сотников и др., 1983ф].

Среднедарривильский возраст свиты принимается на основании многочисленных сборов граптолитов в бассейне руч. Кривун (см. выше). В пределах Урультунского СР – в разрезах, относимых к этой свите ранее, фаунистических остатков не найдено, кроме единичной находки граптолитов *Clima-*

cograptus antiquus Lapw. и *Reteograptus* sp. (средний ордовик, лландейло, опр. А. М. Обут) в одиночных выходах в долине р. Сугун (Сумун) [Клочков и др., 1979ф]. Учитывая упразднение лландейловского яруса, а также то, что вид *Climacograptus antiquus* Lapw. и представители рода *Reteograptus* известны в низах карадока Средней Сибири [Сенников, 1996], более вероятно, что данные находки относятся уже к харкинджинской свите.

В разрезах р. Сурага и руч. Николай-Юрях мощность кривунской свиты – 750 м, а еще северо-западнее – в разрезах рек Куранах и Саргычан понижается до 500–600 м.

Общая мощность объединенного подразделения – 1300–1800 м.

Эльгенчакский (7.4.4)*, Нючагинский* (7.4.3) *СР*

Эльгенчакская свита (O_2el) выделена и охарактеризована М. М. Орадовской [Орадовская, 1966], название получила по р. Эльгенчак (левый приток р. Ясачная восточнее листа Q-55), стратотип свиты расположен на восточной рамке листа Q-55. В границах листа свита распространена довольно ограниченно – узкой полосой на южной рамке площади по лево- и правобережью р. Инанья, в междуречье Омулевки и Харкинди, по бассейну р. Нючага, протягиваясь на северо-запад до р. Улахан-Нагаин (Нючагинский СР). Свита сложена преимущественно известняками, выделяются глинистые, органогенно-обломочные, оолитовые и песчанистые разности, реже встречаются известковистые песчаники, доломиты и глинистые сланцы.

Разрез свиты, составленный по редким коренным выходам и элювиальным развалам на территории листа, известен в верховьях бассейна руч. Ивашка (истоки руч. Ранг – левый приток руч. Ивашка) [Хандожко и др., 1981ф]. При существенной роли известняков, в целом по разрезу характерно наличие известковистых песчаников, зеленых глинистых сланцев и доломитов, оранжевых на выветрелой поверхности. Мощность отложений в разрезе – около 490 м, верхняя граница здесь не обнажена. Практически по всему разрезу собрана фауна хорошей сохранности, среди которых брахиоподы *Xenelasmella graciosa* Rozm., *Cuparius ovalis* Orad., *Eremotoechia jasachnaensis* Orad. и трилобиты *Ceraurinella frequense* Tschug.

На лево- и правобережье р. Инанья отложения свиты находятся преимущественно в пологом (15–30°) моноклинальном залегании субмеридионального простирания. В междуречье Харкиндя–Омулевка они слагают осевую часть пологой синклинали, вытянутой с северо-запада на юго-восток. Свита на Инаньинской площади согласно залегает на хитинской свите, а перекрывается лачугской свитой.

В определении дарривильского возраста свиты ведущую роль играют брахиоподы зоны Xenelasmella graciosa (эльгенчакский горизонт), многочисленные находки которых имеются повсеместно. Среди определяющих форм – зональный вид-индекс *Xenelasmella graciosa* Rozm., а также характерные для зоны формы *Eremotoechia jasachnaensis* Orad., *Orthidiella sienica* Orad., *Rhysotrophia occidentalis asiatica* Orad. *Cuparius ovalis* Orad. Определяющее значение здесь имеют и находки трилобитов, тоже характерных для эльгенчакского горизонта: *Pliomera fischeri asiatica* Tschug., *Ceraurinella frequense*

Tschug., *Eorobergia bipunctata* Tschug., *Eor. tscherskyi* Tschug., *Pliomerellus jacuticus* Tschug., *Kolymella* aff. *plana* Tschug., *Calyptaulax insepta* Whit. Среди характерных для того же горизонта остракод в бассейне р. Харкиндя и руч. Быстрый найдены *Cherskiella notabilis* Kanygin, *Ch. sulcata* Kanygin [Сидяченко и др., 1965; Каныгин, 1967; Хандожко и др., 1981ф; Решения … , 2009 и др.]. В бассейне р. Нючага (Нючагинский СР) разрез нижнего ордовика изменяется, и там ниже эльгенчакской свиты в согласном залегании картируется нючагинская толща, которая фациально замещает и нижние горизонты собственно эльгенчакской свиты. В составе определяющих комплексов фауны для отложений, относимых к эльгенчакской свите, на той площади возрастает роль остракод и конодонтов [Сидяченко и др., 1965].

Мощность эльгенчакской свиты в целом выдержана в 550–650 м. В Нючагинском СР мощность возрастает до 1000 м, что подтверждается в общих чертах в разрезах изученных разными исследователями [Богданов, 1963; Шабанов и др., 1992ф]. Стратотипический разрез свиты является и стратотипом одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009].

Урультунский (7.4.1)*, Мокринский* (7.4.2) *СР*

Дарпирская свита (O_2dr) выделена и названа по р. Дарпир-Юрях А. А. Николаевым [Николаев, 1958]. Отложения свиты распространены в пределах всей Тасканской СФЗ от бассейна р. Омулёвка (ручьи Кривун, Мокрый и др.) до левобережья долины р. Мома (реки Тирехтях, Саргычан и др.). Свита сложена пелитоморфными известняками (преобладают), известково-глинистыми сланцами и мергелями. На фоне перекрывающих и подстилающих существенно карбонатно-глинисто-сланцевых отложений отложения свиты образуют обычно крупные массивы существенно карбонатных пород, хорошо выделяющихся в рельефе. Послойные разрезы в разрозненных обнажениях по левым притокам руч. Кривун (стратотип) и на водоразделе р. Харкиндя и руч. Волнистый изучались Р. Ф. Соболевской (1969ф) и другими авторами [Шабанов и др., 1992ф]. По всей мощности разреза преобладают известняки, часто – алевритистые и глинистые, характерного полосатого облика при этом в нижней части присутствует пачка (80 м) известково-глинистых алевролитов, а в верхней – доломиты (50 м). Мощность в разрезе – 680–750 м.

Отложения свиты обнажены преимущественно на крыльях складчатых структур северо-западного простирания, нередко осложненных складчатостью более высоких порядков. На таких участках в бассейне р. Омулёвка свита иногда обнажена и в осевых частях непротяженных синклиналей. На правобережье р. Тирехтях в северо-восточном крыле крупной антиклинали, залегание свиты опрокинутое, с падением слоев на юго-запад, породы в этой части территории от долины р. Гырбыня (Барыллыалах) приобретают зеленоватый оттенок, что является здесь маркирующим признаком свиты.

По всей территории листа Q-55 свита залегает на кривунской, а перекрывается граптолитовыми сланцами харкинджинской свиты. Возраст свиты принимается в настоящее время в объеме поздней половины дарривильского века. Среди многочисленных определенных форм в том числе известны брахиоподы

Sowerbyella ex gr. *negritus* (Will.) и остракоды *Egorovella captiosa* V. Ivan. [Хандожко и др., 1981ф]. Первые близки к виду-индексу одноименной региональной зоны Sowerbyella negritus – Oepikina amara (лачугский горизонт), вторые также характерны для этого уровня [Решения … , 2009]. В направлении на северо-запад встречаемость фауны в разрезах заметно реже, а ее сохранность – хуже. Последние определимые формы гастропод и брахиопод среднего ордовика собраны в нижнем течении рек Аччигый-Нагаин и Улахан-Нагаин, среди которых – брахиоподы *Oepikina (Platymena)* ex gr. *amara* (Andreeva) [Клочков и др., 1979ф], также близкие к другому виду-индексу той же региональной зоны Sowerbyella negritus–Oepikina amara. Еще северо-западнее в разрезе свиты по руч. Эдер (левый приток р. Гырбыня (Барыллыалах) остатки фауны в отложениях свиты не обнаружены.

Мощность свиты от стратотипической местности (700–800 м) в направлении на северо-запад увеличивается до 1800 м, но не исключено, что такая мощность завышена в зонах тектонических нарушений.

Журская, уочатская, кривунская и дарпирская свиты отвечают объему выделенной на территории листа P-55 ясачненской серии [Государственная … , 2016].

Рассошинская СФО (10)

Булкутская СФЗ (10.5)

Осадочно-вулканогенный разрез ордовика Рассошинской СФО в 1964 г. впервые выделил и описал В. М. Мерзляков [Мерзляков, 1967, 1971; Мерзляков и др., 1973]. В современных стратиграфических схемах ордовика Рассошинской СФО используются подразделения, выделенные В. М. Мерзляковым [Решения … , 2009].

Биикская и горелышевская толщи объединенные (O_2bk+gr) закартированы в тесной ассоциации с нижележащими толщами на междуречье Булкут–Рассоха.

Биикская толща (по руч. Биик – правый приток р. Ичен в верховье) выделена и описана В. М. Мерзляковым [Мерзляков, 1971]. Главная роль в ее составе принадлежит зеленовато-серым кристаллокластическим и лито-кристаллокластическим туфам трахибазальтов, переслаивающихся с полосчатыми чёрными и темно-серыми кремнистыми породами. Мощность прослоев – 2–6 м. С кремнистыми породами ассоциируются тонкие (2–4 см) прослои черных глинистых сланцев и алевритистых известняков.

Разрез толщи в верхнем течении р. Ичен согласно наращивает иченскую толщу [Сурмилова и др., 1979ф] и сложен преимущественно туфогенными породами – туфами, туфобрекчиями базальтов и андезитов, туфогенными песчаниками при подчиненной роли известковистых пород, аргиллитов и алевролитов. Мощность толщи в разрезе – 610 м. В нижней части найдены граптолиты *Expansograptus* ex gr. *hirundo* (Salter).

Как уже отмечалось, толща согласно залегает на иченской толще, а перекрывается также согласно алевролитами горелышевской толщи. Положение в объеме верхней части дапинского яруса принимается на основании находок граптолитов, в числе которых определяющее значение имеют формы *Isograp-*

tus ex gr. *gibberulus* (Nich.), *Expansograptus* ex gr. *hirundo* (Salter), близкие к видам-индексам стандартных зон Isograptus gibberulus и Expansograptus hirundo (дапинский ярус) и характерным видам региональной зоны Cardiograptus morsus (верхи хитинского горизонта) [Решения … , 2009].

Мощность толщи существенно не меняется и выдержана около 600 м.

Горелышевская толща выделена и описана В. М. Мерзляковым [Мерзляков, 1971] на левом притоке р. Серечен – руч. Горелышева. Она сложена темно-серыми алевролитами, переслаивающимися с глинистыми и известково-глинистыми сланцами и туфопесчаниками, реже с известняками, гравелитами и туфами базальтов. Разрез толщи по правобережью руч. Горелышева [Сурмилова и др., 1979ф] представлен чередованием пачек алевролитов и песчаников, при преобладании последних. Песчаники, как правило, туфогенные, реже полимиктовые, в средней части – прослои туфов базальтов. Реже (в основном в верхней части) отмечены прослои известняков и сланцев. Мощность отложений в разрезе – 1160 м. Многочисленные граптолиты собраны практически по всей мощности разреза.

Толща везде согласно залегает на биикской толще, а перекрывается булкутской свитой. Дарривильский возраст толщи основан на граптолитах, среди которых определяющее значение имеют *Phyllograptus* ex gr. *typus* Hall. и *Hustedograptus* (=*Glyptograptus) teretiusculus* (His.). Первый вид близок к характерным формам зоны Paraglossograptus tentaculatus (эльгенчакеский горизонт), а второй является видом-индексом зоны Hustedograptus teretiusculus (лачугский горизонт) [Решения … , 2009].

Мощность толщи оценивается в интервале 1100–1200 м и остается выдержанной по всей площади.

Общая мощность объединенного подразделения – 1700–1800 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Эльгенчакский (7.4.4)*, Нючагинский* (7.4.3) *СР*

Лачугская и сонская свиты объединенные ($O_{2-3}l\check{c}+sn$) закартированы практически всегда в совместном залегании: на левобережье р. Омулёвка между устьями руч. Дорожный и р. Снежная, на обоих бортах долины р. Улахан-Нагаин в нижнем течении, в небольшом фрагменте на междуречье р. Улахан-Нагаин и р. Аччигый-Нагаин, а также в виде полосы узких тектонических пластин от правобережья р. Омулёвка до верховьев руч. Красивый.

Лачугская свита выделена М. М. Орадовской и названа по руч. Лачуг (Фран) (правый приток р. Ясачная в 4 км ниже устья руч. Неру – за восточной рамкой листа Q-55) [Полевой … , 1968; Геология … , 1970; Легенда … , 1999б]. Там же расположен стратотип свиты, который является и стратотипом одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009]. На площади листа разрезы свиты известны в бассейне р. Улахан-Нагаин, в береговых обрывах р. Омулёвка и в других местах.

Свита сложена разнообразными известняками: пелитоморфными, алевритистыми и глинистыми, оолитовыми. В меньшей степени развиты доломиты, алевролиты, известково-глинистые сланцы, мергели. Разрез свиты на правобережье р. Улахан-Нагаин [Хандожко и др., 1981ф] представлен в нижней части пачкой алевролитов, в средней – преимущественно известняками с подчиненными прослоями доломитов, а верхняя часть сложена доломитами и, в меньшем количестве, известняками. Мощность отложений в разрезе – 750–800 м.

Свита выходит на поверхность повсеместно в складчатых структурах, нередко осложненных складками более высоких порядков и разломами. Во всех разрезах лачугская свита согласно залегает на эльгенчакской свите, а перекрывается сонской.

Возраст свиты уверенно определяется поздней половиной дарривильского века по многочисленным находкам брахиопод, остракод и стратиграфическому положению в согласном разрезе. На территории листа в отложениях свиты среди брахиопод в частности определены *Evenkina anabarensis* Andr. [Хандожко и др., 1981ф] – формы, характерные для зоны Sowerbyella negritus Oepikina amara (лачугский горизонт) [Решения … , 2009].

Мощность свиты в целом остается в Эльгенчакском СР неизменной – 700–800 м, а в Ючагинском возрастает до 1150–1200 м.

Сонская свита выделена М. М. Орадовской в бассейне р. Таскан [Полевой … , 1968] за южной рамкой листа Q-55 (по руч. Сон – левый приток руч. Противник, впадающего в р. Таскан слева). Разрезы свиты на площади листа известны в тех же местах, где хорошо изучена нижележащая лачугская свита – в береговых обрывах р. Омулёвка и р. Улахан-Нагаин. Свита сложена пелитоморфными известняками, известково-глинистыми сланцами, доломитами, алевролитами.

В разрезе по береговым обрывам левого берега р. Омулёвка ниже устья руч. Дорожный [Хандожко и др., 1981ф] свита представлена чередованием пачек известняков, иногда оолитовых и доломитов, при некотором преобладании известняков в средней части. Мощность отложений в разрезе – 620 м. В известняках определены остатки брахиопод *Titanambonites medius* Cooper, *Oepikina kalytschanica* Rozm., *Mimella panna* Andr., *Hesperorthis* cf. *australis* Coop. и криноидей *Pentagonopentagonalis pulchellus* Yelt.

Как и отложения нижележащей лачугской свиты, породы сонской свиты обнажены в складчатых структурах, осложненных разломами.

Нижняя и верхняя границы свиты – согласные: ниже повсеместно лежит лачугская свита, а выше – каньонская свита. Сандбийский возраст свиты устанавливается по многочисленным остаткам брахиопод, среди которых большинство принадлежит к таким формам как *Oepikina kalytschanica* Rozm., *Mimella panna* Andr. [Хандожко и др., 1981ф], являющимся видами-индексами зоны Oepikina kalytschanica Mimella panna (нижнехаркинджинский подгоризонт) [Решения … , 2009]. Также в свите на территории листа известны и другие виды брахиопод: *Strophomena* cf. *medialis kalytschanica* Rozm., *Mimella* aff. *panna* Andr. [Хандожко и др., 1981ф], близкие к формам, характерным для той же зоны. Кроме того, отмечены находки трилобитов *Ceraurinella* aff. *frequens* Tchug. [Хандожко и др., 1981ф] и конодонтов *Drepanoistodus suberectus* B. et M. [Шабанов и др., 1992ф], отвечающих тому же возрасту.

Полная мощность толщи не установлена ни в одном из разрезов и оценивается графически в диапазоне от 1000 до 1500 м.

Общая мощность объединенного подразделения – 1700–2200 м.

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Эриехинская СФЗ (7.6)

Разрезы Эриехинской зоны – промежуточный между существенно карбонатным и вулканогенно-осадочным типами разреза на площади листа Q-55. Данный тип разреза выделен и описан М. М. Орадовской [1959ф, 1965ф].

Эриехинская свита и минуткинская толща объединенные ($O_{2-3}er+mn$) распространены от правобережья р. Мома в районе устья р. Калгар в направлении на юго-восток до р. Омулёвка. На правобережье р. Мома они ранее картировались как нерасчлененные отложения среднего и верхнего отделов ордовика [Сурмилова и др., 1974ф; Государственная … , 1979].

Эриехинская свита (по р. Эриехе – левый приток Омулевки) впервые выделена и описана М. М. Орадовской [Орадовская, 1959ф, 1965ф], в литературе опубликована позднее [Орадовская, 1966; Мерзляков, 1971], в ранге толщи описана также Р. Ф. Соболевской [Соболевская, 1970ф] и А. И. Сидяченко совместно с А. К. Савосиной [Сурмилова и др., 1979ф]. Свита сложена чередующимися известняками, известково-глинистыми сланцами, алевролитами, мергелями. Стратотип свиты охарактеризован по фрагментарным разобщенным, но последовательно наращивающим друг друга разрезам в правом борту р. Эриехе на отрезке 8–16 км от устья между ручьями Вик и Правый. В разрезе выделено четыре пачки (A,B,C,D) [Орадовская, 1966]. В пачке А известняки переслаиваются с алевролитами и сланцами, в пачке В возрастает роль комковатых известняков, появлются прослои туфогенных пород, пачка С близка к пачке А, а пачка D отличается уменьшением количества сланцев. Общая мощность эриехинской свиты в этом разрезе – 420–450 м. Все пачки здесь охарактеризованы граптолитами.

Нижняя граница свиты не установлена. Выше согласно залегают отложения минуткинской толщи. Дапинско-дарривильский возраст свиты уверенно определяется граптолитами *Phyllograptus angustifolius* (J. Hall), *Ph. typus* (J. Hall), *Cardiograptus krivunensis* Sob., *Eoglyptograptus (=Glyptograptus*) *dentatus* (Brongn.), *Paraglossograptus tentaculatus* (J. Hall) и др. Первые два вида характерны для зоны Cardiograptus morsus (дапинский ярус, верхи хитинского горизонта), а третий и четвертый отвечают зоне Paraglossograptus tentaculatus (нижняя половина дарривильского яруса, эльгенчакский горизонт). Найденные в верхней части свиты брахиоподы *Xenelasmella graciosa* Rozm. являются видом-индексом одноименной зоны Xenelasmella graciosa (эльгенчакский горизонт) [Решения … , 2009].

Сведения о фациальной изменчивости свиты в направлении к северо-западу отсутствуют, как отсутствуют и послойные описания разрезов свиты в той части. Мощность свиты разными авторами определяется в интервале 420–600 м.

Минуткинская толща выделена, описана и названа М. М. Орадовской [Орадовская, 1966] по руч. Минутка (правый приток р. Эриехе в 9 км от устья). Она сложена алевролитами, известняками, аргиллитами, глинистыми сланцами, собранными в градационно-слоистые ритмы, а также песчаниками, в меньшей степени – гравелитами, конгломератами. В целом для пород характерна тонкая, обычно параллельная слоистость, но местами наблюдается как мелкая, косая так и волнистая слоистость.

Толща условно разбита на три части [Решения … , 2009]. Нижняя часть (240 м) сложена тонкоплитчатыми известняками с прослоями туфов и туффитов, известняковых конгломерато-брекчий. Среднюю (70–80 м) слагают известняки с прослоями известковых алевролитов и известково-глинистых сланцев. Верхняя часть (около 130 м) образована углеродистыми тонкоплитчатыми аргиллитами, известково-глинистыми алевролитами, известняками, характерны шаровидные известняковые и кремнистые конкреции.

Опорный разрез (360 м, пачки E и F) толщи известен по трем разобщенным обнажениям на руч. Минутка в 2,5 км от устья, где она наращивает эриехинскую свиту [Орадовская, 1966]. Разрез позднее повторно изучался многими геологами [Соболевская, 1970ф; Хандожко и др., 1981ф; Булгакова, 1986]. В итоге всех исследований по всей мощности разреза были найдены и определены многочисленные граптолиты. М. Д. Булгакова в составе пород по разрезу описала также прослои туфобрекчий, конгломерато-брекчий, радиоляриевые микриты, фтаниты, туффиты [Булгакова, 1986].

Все известные разрезы толщи довольно детально охарактеризованы граптолитами, которые определяют ее возраст в интервале второй половины дарривильского – начала катийского веков (лачугский и харкинджинский горизонты). Среди найденных граптолитов установлены зональные формы – *Hustedograptus* (=*Glyptograptus)* aff. *teretiusculus* (His), *Nemagraptus gracilis* (Hall), *Climacograptus peltifer* Lapw., *Diplograptus* aff. *multidens* E. et W., *Diplograptus* cf. *ingens wellingtonensis* Harr. et Thom. Эти формы, соответственно, являются видами-индексами одноименных региональных зон Hustedograptus aff. teretiusculus, Nemagraptus gracilis, Climacograptus peltifer – Diplograptus multidens, Diplograptus cf. ingens wellingtonensis [Решения … , 2009]. Те же формы граптолитов частично найдены и в свите на правобережье р. Мома – *Hustedograptus* (=*Glyptograptus)* aff. *teretiusculus* (His) и др. [Сурмилова и др., 1974ф]. Дарривильский возраст нижней части толщи подтверждается также находками брахиопод *Sowerbyella* cf. *negritus* (Willard), близких к виду-индексу зоны Sowerbyella negritus и остракодами *Coelochilina patibilis* V. Ivan., *Egorovella defecta* V. Ivan., характерными для того же лачугского горизонта.

В разрезах береговых обрывов р. Эриехе мощность и состав толщи существенно не меняются. В направлении на северо-запад на междуречье Мома–Илин-Юрях, по данным А. И. Сидяченко и А. К. Савосиной [Сурмилова и др., 1979ф], ее мощность существенно возрастает, в составе появляются линзы конгломератов, количество которых увеличивается в верхней части. Мощность толщи в пределах листа в установленных фрагментах разрезов не превышает 400 м, в целом оценивается в 360–500 м.

Общая мощность объединенного подразделения – 880–1100 м.

Селеннях-Омулевскя СФО (7)

Уяндино-Селенняхская СФЗ (7.2)

Тасхаяхтаский СР (7.2.1)

Отложения ордовика в этом районе известны по правому борту р. Эрэкит (Эрикит) и ее правого притока – руч. Каменистый. Ранее они картировались исключительно или в ранге нерасчлененного верхнего отдела ордовика или нижнего отдела силура. Это существенно доломитовые с признаками эвапоритового осадконакопления и карбонатные разрезы с коралловой фауной.

Мрачненская свита (O_3mr) была выделена В. П. Тарабукиным [Тарабукин, 2006] в ранге толщи западнее рамки листа Q-55 в осевой части хр. Тас-Хаяхтах, название получила по руч. Мрачный – одному из мелких притоков в верхнем течении р. Солонья (правый приток р. Туостах, система р. Яна). В материалах Третьего МВРСС [Решения … , 2009] толща переведена в свиту. Отложения, относимые нами к этой свите, на территории листа слагают один изолированный тектонический блок и представлены преимущественно доломитами и доломитистыми изаестняками, реже известняками серыми, глинистыми, часто желтоватыми на выветрелой поверхности, характерно присутствие пирита в виде вкрапленности. Разрезы известны на междуречье правых притоков р. Эрэкит (Эрикит) – ручьев Сухой и Каменистый [Аргунов и др., 1959ф; Попов и др., 1971ф]. Наиболее полный по мощности (520 м) – на правобережье руч. Каменистый [Попов и др., 1971ф] представлен чередованием пачек (20–130 м) известняков и доломитистых известняков. В нижней части разреза отмечен маломощный (0,4 м) пласт криноидных известняков, в верхней – вкрапленность пирита, остатки кораллов и пласты (1–2 м) доломитов. Среди кораллов были определены *Catenipora robusta* (Wilson), *Cat. parallela* (Schmidt), *Cat*. ex gr. *gotlandica* Yabe и др.

Достоверные контакты с ниже- и вышележащими отложениями не установлены, границы блоков, в которых известны эти отложения – тектонические. Отмечается некоторое нарастание доломитистости пород с запада на восток.

Позднеордовикский возраст отложений принимается на основании находок кораллов, среди которых определяющее значение имеет вид *Catenipora robusta* (Wilson), типичный для тирехтяхского горизонта [Решения … , 1978], а также вид *Catenipora* ex gr. *gotlandica* Yabe, близкий к характерным видам того же горизонта [Решения … , 2009], и по литологическому сходству с разрезами свиты в стратотипической местности хр. Тас-Хаяхтах.

Общая мощность отложений в нашем районе оценивается не менее, чем в 700–800 м.

Мрачненская свита полностью исчерпывает разрез ордовика этой части Уяндино-Селенняхской СФЗ. По тектоническим границам на правобережье Каменистого ручья толща контактирует с доломитами и известняками сюрюктяхской свиты силура.

Тасканская СФЗ (7.4)

Урультунский (7.4.1), *Мокринский* (7.4.2) *СР*

Харкинджинская свита (O_3hr) (по р. Харкинджа, на топокартах – Харкиндя) и описана Н. А. Богдановым и М. Н. Чугаевой [Богданов и др., 1960]. Свита является своеобразным маркирующим горизонтом граптолитовых сланцев и черных глинисто-углеродистых известняков, выделяющихся на местности. Отложения прослеживаются от бассейна р. Омулёвка в направлении на северо-запад вдоль северо-восточного фланга осевой линии хр. Улахан-Чистай до правого водораздела р. Гырбыня (Барыллыалах). На интервале наиболее сильного воздымания уже ранее упоминавшейся антиклинали (междуречье Куранах–Тирехтях) свита отсутствует на поверхности и появляется только на левобережье долины р. Тирехтях, прослеживаясь далее до левого водораздела р. Саргычан, где снова хорошо обнажена, нередко по породам проявлена пиритизация с последующим выщелачиванием сульфидных минералов, образованием налетов сульфатно-железистой сыпучки, ярозита и самородной серы.

Наиболее полное (390–410 м) описание разреза свиты по правобережью р. Харкиндя в 6 км выше устья руч. Констант (левый приток в 11 км от устья) приведено со ссылкой на материалы Р. Ф. Соболевской [Шабанов и др., 1992ф] и представлено равномерным переслаиванием глинистых, пелитоморфных известняков и алеврито-известковистых сланцев. Этот разрез является стратотипом свиты и одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009]. Во многих разрезах свита по литологическим признакам достаточно уверенно делится на три части (подсвиты).

Отложения свиты, как правило, залегают на крыльях антиклиналей, ввиду слабой устойчивости сланцев часто разрушены, сопровождаются мелкощебенчатыми осыпями. Нередко по сланцам, в силу их слабой физической устойчивости, проявлены многочисленные срывы с образованием графитизированных зеркал скольжения.

Свита повсеместно согласно залегает на дарпирской свите и согласно перекрывается омукской свитой ашгилла. Сандбийско-катийский (карадокский) возраст свиты уверенно диагностируется по многочисленным граптолитам, встречающимся практически повсеместно. В числе определенных форм снизу вверх по разным фрагментам разрезов в бассейне р. Омулёвка встречены все виды-индексы и близкие к ним формы трех региональных зон сандбийского и низов катийского ярусов: Nemagraptus gracilis, Climacograptus peltifer и Diplograptus multidens, Diplograptus ingens wellingtonensis. Это – Nemagraptus gracilis (J. Hall), Climacograptus peltifer Lapw. и Diplograptus cf. multidens Lapw., Diplograptus ingens wellingtonensis K. et H. [Хандожко и др., 1981ф]. В разрезах к северо-западу обнаружены уже перечисленные выше *Climacograptus antiquus* Lapw. [Клочков и др., 1979ф] (нижняя часть зоны Diplograptus multidens – подзона antiquus lineatus [Сенников, 1996]) *Diplograptus* cf. *multidens* E. et W. [Сурмилова и др., 1974ф] и собственно *Diplograptus multidens* Elles et Wood. [Клочков и др., 1979ф] из зоны Diplograptus multidens верхней половины сандбия (средняя часть карадока). На низы катийского яруса здесь указы-

вают *Dicranograptus* ex gr. *nicholsoni* Hopk. [Сурмилова и др., 1979ф], бликие к характерным видам зоны Diplograptus ingens wellingtonensis [Решения … , 2009]. Реже в прослоях известняков в бассейне р. Лев. Хакодате определяющую роль играют брахиоподы *Camerella oklachomensis varia* Cooper, *Ptychoglyptus geniculatus* Orad., *Plectorthis imanjensis* Orad. [Шабанов и др., 1992ф], характерные для зоны Sowerbyella cava orientale (верхняя половина сандбия – средняя часть карадока) [Решения … , 2009].

Мощность свиты устойчиво возрастает от бассейна р. Омулёвка (390–410 м) в направлении на северо-запад до 440 м в бассейне р. Дарпир-Юрях и 500 м в бассейне р. Сугун (Сумун) [Клочков и др., 1979ф], 620 м по руч. Эдер и до 685 м по р. Саргычан [Сурмилова и др., 1974ф].

Омукская свита (O_3om) как наиболее верхний стратон ордовика в бассейне р. Омулёвка выделена М. Н. Чугаевой и Н. А. Богдановым [Богданов и др., 1960] без указания расположения стратотипа и его описания. Названа по руч. Омука (правый приток р. Дарпир-Сиен ниже оз. Дарпир). Ранее А. А. Николаевым эти отложения выделялись под названием среднеомулевской подсвиты среднего лландовери [Николаев, 1948ф]. Разрез, предложенный в качестве парастратотипа на р. Харкиндя, изучен позднее М. М. Орадовской и Р. Ф. Соболевской [Орадовская и др., 1979]. Свиту слагают известняки, алевролиты, мергели, сланцы глинистые, туфопесчаники. Характерными чертами свиты являются полосатые текстуры пород, следы подводных размывов, наличие мелких (5–10 мм) линзовидных включений углисто-глинистого вещества в зеленовато-серой и желтоватой массе породы. Иногда в нижних слоях свиты отмечались линзы конгломератов, в составе гальки которых наряду с осадочными карбонатными породами в одном случае (руч. Мокрый) А. А. Николаевым была найдена галька андезитов [Обут и др., 1967; Хандожко и др., 1981ф].

Отложения свиты закартированы в ходе ГСР-200 от бассейна р. Омулёвка [Хандожко и др., 1981ф] на северо-запад до левобережья р. Сугун (Сумун) ниже устья р. Энги [Клочков и др., 1979ф], далее на северо-запад отложения верхнего отдела ордовика картировались только в нерасчлененном виде [Сурмилова и др., 1974ф], хотя на первоначальной стадии работ на правобережье р. Мома омукскую свиту все же пытались выделять [Константиновский и др., 1970ф] там, где сейчас закартирована вулканомиктовая толща Эриехинской СФЗ.

Наиболее полный разрез (парастратотип?) свиты представлен с использованием материалов Р. Ф. Соболевской и др. [1969ф] по береговым обрывам р. Харкиндя и далее вверх по восточному склону одноименной горы [Шабанов и др., 1992ф]. В разрезе преобладают известняки, чаще алевритистые, реже пелитоморфные. В нижней части (37 м) разреза роль известняков заметно меньше – пачка сложена преимущественно сланцами и алевролитами. Две пачки известковистых алевролитов отмечены в верхней части разреза. Мощность в разрезе – 280–320 м. Выше залегают (около 70 м) зеленовато-серые известковистые мергели, алевритистые известняки и алевролиты с характерной ярко-желтой и оранжевой коркой выветривания, которые завершают разрез свиты и в силу своей яркой маркирующей окраски нередко выделяются в самостоятельную «кравчунскую пачку» (по руч. Кравчун – левый приток

руч. Мирный в 4–5 км южнее листа Q-55 [Опорные … , 1974]), мощность которой меняется на площади от 50 до 120 м. Общая мощность свиты здесь около 350–390 м. Отложения свиты слагают наиболее выположенные пачки на флангах крыльев антиклинальных складок.

В бассейне р. Саргычан свита характеризуется возрастанием роли карбонатных пород и появлением известняков, близких к биогермным, аналогичным таковым из одновозрастной тирехтяхской свиты Эльгенчакского района.

Омукская свита повсеместно залегает на черных граптолитовых сланцах харкинджинской свиты, а перекрывается нижнесилурийскими отложениями. Позднеордовикский возраст свиты в бассейне р. Омулёвка уверенно подтверждается находками многочисленных граптолитов в разных разрезах, в числе которых определены виды-индексы и близкие к ним формы всех четырех региональных зон большей части катийского и хирнантского ярусов: Orthograptus quadrimucronatus, Climacograptus supernus, Normalograptus(?) extraordinarius, Persculptograptus persculptus. Это находки *Orthograptus quadrimucronatus* (J. Hall) [Граница … , 1983], *Climacograptus longispinus supernus* E. et W., *Climacograptus extraordinaris* Sob. [Шабанов и др., 1992ф], Persculptograptus (Glyptograptus?) persculptus (Salter) [Граница … , 1983]. В отложениях свиты к северо-западу от р. Омулёвка достоверные находоки фауны не обнаружены, кроме граптолитов плохой сохранности на левобережье р. Энги в пограничных слоях с харкинджинской свитой [Клочков и др., 1979ф].

Мощность свиты от р. Омулёвка до бассейна р. Сугун (Сумун) выдержана в пределах 350–400 м. В направлении на северо-запад ранее на геологических картах был показан нерасчленнный верхний отдел ордовика с мощностью до 1650 м, в разрезе которого с отложениями омукской свиты может коррелироваться только верхняя часть, сложенная преимущественно известняками. Мощность этой части разрезов – около 1000 м и она, вероятно, завышена по повторяющимся интервалам в зоне тектонических нарушений.

В условиях контактового метаморфизма биогермные известняки омукской свиты преобразуются до пятнистых и белых кальцитовых мраморов (проявление Энги на левобережье одноименной реки в 4 км от устья) [Клочков и др., 1979ф].

Омукская свита завершает разрез ордовика Тасканской СФЗ. Харкинджинская и омукская свиты отвечают по объему омулевской серии, выделенной на территории листа P-55 [Государственная … , 2016].

Эльгенчакский (7.4.4)*, Нючагинский* (7.4.3) *СР*

К а н ь о н с к а я с в и т а (O_3kn) (по руч. Каньон – бассейн руч. Мирный) была выделена А. А. Николаевым в 1965 г., но одно из первых описаний ее стратотипа южнее листа Q-55 было опубликовано значительно позднее другими исследователями [Орадовская и др., 1979]. На территории листа отложения свиты известны только в бассейне р. Омулёвка ниже устья руч. Дорожный (левый приток р. Омулёвка) и в районе устья руч. Сланцевый (правый приток р. Омулёвка).

Свита сложена преимущественно глинистыми тонкоплитчатыми известняками с прослоями известково-глинистых сланцев и кремнистых пород. Послойные разрезы свиты на территории листа не известны. Ввиду ограниченности выходов, сведения о дислоцированности, вариациях мощностей и особенностях разрезов на территории листа также не известны.

Сандбийско-катийский возраст свиты (верхнехаркинджинский подгоризонт) принимается по стратиграфическому положению между сонской и падунской свитами и находкам довольно многочисленных граптолитов, среди которых в выходах свиты на площади листа в частности известны *Retiograptus geinitzianus* J. Hall., характерные для зоны Nemagraptus gracilis и *Dicranograptus* ex gr. *nicholsoni* Hopk., близкие к характерным видам той же зоны [Решения … , 2009].

Мощность свиты – примерно 500 м.

Падунская и тирехтяхская свиты объединенные (O_3pd+tr) закартированы только на левобережье р. Омулёвка ниже устья руч. Дорожный и в районе устья р. Снежная.

Падунская свита (по руч. Падун – левый приток руч. Мирный) выделена А. А. Николаевым [Опорные … , 1974] в 4–5 км южнее листа Q-55 (левобережье р. Ина), где и расположен ее стратотип, являющийся и стратотипом одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Граница … , 1983; Решения … , 2009].

Разрез свиты в пределах листа Q-55 известен только на левобережье р. Омулёвка ниже руч. Дорожный, где общая площадь ее выходов не превышает 5 км^2. Свита сложена глинистыми и алевритистыми известняками, мергелями, реже – известково-глинистыми и алевро-глинистыми сланцами. Полный (320 м) разрез свиты в береговых обрывах р. Омулёвка [Хандожко и др., 1981ф] представлен чередованием алевритистых, глинистых известняков при подчиненной роли их детритовых, органогенно-обломочных разностей и известково-глинистых сланцев. По всему разрезу собраны остатки брахиопод, в числе которых – *Ptychoglyptus bellarugosus* Coop., *Pt.* cf. *bellarugosus* Coop., *Diambonia* cf. *septata* Coop., а в верхней половине – граптолиты *Orthograptus quadrimucronatus* (J. Hall), *Or. amplexicaulis* (J. Hall).

Свита залегает согласно между каньонской (снизу) и тирехтяхской (сверху) свитами верхнего ордовика. Катийский возраст свиты принят по стратиграфическому положению и многочисленным находкам граптолитов, среди которых – *Orthograptus quadrimucronatus* (J. Hall) – вид-индекс зоны Orthograptus quadrimucronatus (падунский горизонт) и характерный для этой же зоны вид *Orthograptus amplexicaulis* (J. Hall). Кроме граптолитов определяющими являются и брахиоподы *Ptychoglyptus bellarugosus* Coop., *Pt.* cf. *bellarugosus* Coop., *Diambonia* cf. *septata* Coop., характерные для зоны Sowerbyella sladensis.

Мощность свиты на территории листа – 320 м, это существенно меньшее значение в стратотипической местности (около 500 м).

Тирехтяхская свита (по р. Тирехтях – крупный правый приток р. Таскан с устьем более чем в 100 км юго-восточнее листа Q-55) выделена А. А. Николаевым за южной рамкой листа Q-55 на руч. Мирный в 1965–1968 гг., описание стратотипа там же было опубликовано позднее [Опорные … , 1974].

Тот же разрез служит и стратотипом одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009]. Свиту слагают органогенно-обломочные, рифогенные известняки, в подчиненном количестве характерны алевритовые и глинистые известняки, известково-глинистые сланцы. Характерны также биогермные образования и светло-серая, до белой, окраска пород на выветрелой поверхности. Единственный и неполный разрез (120 м – нижняя часть свиты) на площади листа Q-55 известен в береговых обрывах р. Омулёвка ниже руч. Дорожный [Хандожко и др., 1981ф], где характерно преобладание детритовых известняков при заметной доле глинистых известняков и сланцев в нижней половине разреза и появлении многочисленных коралловых и водорослевых биогермов в верхней половине. В верхней пачке собраны брахиоподы *Camerellidae*, граптолиты *Climacograptus* sp., членики криноидей и перекристаллизованные кораллы. Существенные фациальные изменения в отложениях свиты на территории листа, ввиду ограниченности выходов, не установлены. Свита согласно залегает на падунской свите, а перекрывается уже маутской свитой силура.

Катийско-хирнантский возраст свиты на территории листа принят большей частью по стратиграфическому положению между фаунистически охарактеризованными слоями падунской и маутской свит и по остаткам брахиопод, граптолитов, кораллов и криноидей плохой сохранности, отвечающим в целом уровню тирехтяхского горизонта.

Мощность свиты принимается около 200–250 м, учитывая фактические мощности свиты в опорных разрезах южнее площади до 315 м, возможно, и на рассматриваемой площади она несколько выше принятой.

В одном из обнажений на левобережье р. Омулёвка геологом В. И. Шалупенко [Хандожко и др., 1981ф] в отложениях тирехтяхской свиты встречен пласт известняковой конгломерато-брекчии с полиметаллическим оруденением (рудопроявление Дорожное), имеющим признаки стратиформного типа.

Тирехтяхская свита завершает разрез ордовика на Инаньинской площади Эльгенчакского района. Общая мощность объединенного подразделения – 520–570 м.

Эриехинская СФЗ (7.6)

Вулканомиктовая толща (O_3vl) (названа по составу преобладающих пород) как стратиграфическая единица с собственным названием выделена магаданскими геологами в конце 1980-х годов [Геологическая … , 1989; Шпикерман и др., 1991ф] по материалам М. М. Орадовской [Орадовская, 1966, 1987б, 1988] и Н. В. Хандожко [Государственная … , 1990], отражена в Омулевской СЛ-50 [Грищенко и др., 1991ф] и принята в Верхояно-Колымской СЛ ГГК-1000/3 [Легенда … , 2003]. За пределами стратотипического района на правобережье р. Мома эти же отложения в начальный период геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 [Константиновский и др., 1970ф] условно относились к омукской свите, позже выделялись под названием илиньюряхской толщи [Сурмилова и др., 1979ф], которая была отражена и в объяснительной записке Госгеолкарты-1000/2 листов Q-54,55 – Хонуу (новая серия) [Геологическая … , 1986]. В материалах Третьего

МВРСС [Решения … , 2009] вулканомиктовая толща как таковая отсутствует, а на «ее месте» в разрезе над минуткинской толщей выделены две безымянные толщи: песчано-известняковая и вулканогенная.

Толщу слагают вулканомиктовые песчаники, известняки, линзы гравелитов и конгломератов, пачки алевролитов и мергелей. В составе гальки конгломератов наряду с кварцитопесчаниками и карбонатными породами отмечены базальты, долериты, гранодиорит-порфиры(?), кварцевые диориты [Орадовская, 1988]. Наиболее полный разрез верхней части толщи описан по правому борту в верховье р. Кончагай (правый приток р. Мома выше устья р. Калгар) [Константиновский и др., 1970ф] условно еще в ранге омукской свиты. Свита здесь сложена алевролитами и песчаниками, часто зеленоватого оттенка, реже песчанистыми известняками. Мощность отложений в этом разрезе – 645 м. В составе обломочной фракции песчаников отмечается существенная роль эффузивных пород среднего, реже кислого состава. Выше согласно залегают отложения нижнего силура.

Среди довольно многочисленных и разнообразных органических остатков в отложениях верхнего ордовика, относимых к вулканомиктовой толще, определяющую роль играют табуляты *Agetolites aseptatus* Prbz., *Catenipora admira* Prbz., *Cat.* aff. *gracile* (Hall) и гелиолитиды *Plasmoporella convexotabulata* Kiaer [Хандожко и др., 1981ф], характерные для тирехтяхского горизонта [Решения … , 2009]. Более нижние слои толщи, сопоставляемые с уровнем падунского горизонта, характеризуют брахиоподы *Sowerbyella* ex gr. *sladensis* Jones (зона Sowerbyella sladensis) [Решения … , 2009]. Катийско-хирнантский возраст толщи, кроме этих находок фауны, подтверждается и ее стратиграфическим положением между фаунистически охарактеризованными слоями минуткинской толщи и нижнего силура. Найденные на правобережье р. Мома граптолиты *Climacograptus* ex gr. *rectangularis* (McCoy) (опр. А. И. Сидяченко – пограничные слои ордовика и силура) в отложениях, отнесенных к верхнему ордовику [Сурмилова и др., 1974ф], скорее следует относить уже к катыскинской свите нижнего силура. Граптолиты *Hedrograptus rectangularis* (McCoy) известны в лландовери Горного Алтая [Сенников, 1996].

Мощность нижней части толщи – около 400 м, общая мощность – 1100–1300 м, тенденция возрастания мощности просматривается с юго-востока на северо-запад.

Рассошинская СФО (10)

Булкутская СФЗ (10.5)

Булкутский трахит-трахибазальтовый осадочно-вулканогенный комплекс. Стратифицированные образования булкутского осадочно-вулканогенного комплекса представлены булкутской свитой и сереченской толщей. Субвулканические образования будут описаны в гл. «Магматизм».

Булкутская свита и сереченская толща, объединенные (O_3bl+sr) закартированы там же, где и нижележащая часть разреза ордовика – на междуречье Рассоха–Булкут, но более широкой полосой выходов, а также в верховьях р. Агынджа и узкой полосой вдоль правобережья р. Серечен.

Булкутская свита (по р. Булкут – крупному левому притоку р. Рассоха) выделена В. М. Мерзляковым [Мерзляков, 1971] на междуречье Булкут–Рассоха. Стратотип – руч. Горелышева, лев. приток р. Серечен. В составе отложений свиты в процессе последующих исследований В. М. Мерзляковым и другими авторами установлены трахибазальты, их туфы и туфобрекчии, прослои глинистых сланцев, кремнистых алевролитов, туфоконгломератов, редкие потоки трахиандезибазальтов, трахиандезитов, трахитов, фациально замещающиеся трахиандезибазальтами, трахиандезитами, трахитами, чередующимися с пачками и прослоями туфопесчаников, туфоалевролитов, конгломератов, глинистых сланцев, известняков и доломитов. В разрезе по правобережью руч. Горелышева свита согласно наращивает горелышевскую толщу [Сурмилова и др., 1979ф] и сложена преимущественно туфами базальтов и трахибазальтов, лавами базальтов, андезибазальтов и андезитов, в средней части выделяется пачка (240 м), сложенная туфобрекчиями и туфоконгломератами и, в меньшем количестве, вулканогенными породами. Вверх по разрезу появляются кремнистые породы, уменьшается роль базальтов и их туфов в сравнении с андезитами.

Видимая мощность в разрезе – 1070 м, верхние горизонты срезаны разломом. В нижней части разреза собраны граптолиты.

Верхний контакт свиты достоверно не установлен, предполагается, что выше согласно залегает сереченская толща. Возраст свиты в интервале сандбийского и начала катийского веков подтверждается стратиграфическим положением и находками граптолитов, среди которых определяющую роль играют формы *Nemagraptus gracilis* (Hall), являющиеся видом-индексом одноименных стандартной и региональной зон Nemagraptus gracilis (нижнехаркинджинский подгоризонт) [Решения … , 2009].

Максимальная мощность свиты оценивается в 1200 м.

С отложениями булкутской толщи ассоциируют субвулканические тела. В соответствии с положениями ПК [Петрографический … , 2009] они вместе с булкутской свитой (и вышележащей сереченской толщей) рассматриваются в составе единого *булкутского осадочно-вулканогенного комплекса*. В последнее время эти образования рядом авторов выделяются в островодужный ордовикский Рассошинский вулканический пояс [Петров и др., 2015].

К отложениям свиты приурочено два стратиформных полиметаллических проявления –Догор (свинец, цинк) и Агынджа (медь) (гл. «Полезные ископаемые»). Практически повсеместно в туфах базальтов верхов булкутской толщи фиксируется сфалеритовая минерализация [Мерзляков и др., 1987а,ф]

Сереченская толща (по р. Серечен – левому притоку р. Рассоха) выделена В. М. Мерзляковым [Мерзляков, 1971] стратиграфически выше булкутской свиты. По данным В. М. Мерзлякова, толща имеет трехчленное строение. В основании залегает пачка зеленовато-серых разнозернистых вулканомиктовых песчаников и туффитов, заключающих линзы зеленоватых, хлоритизированных известняков. Песчаники и туффиты состоят из обломков базальтоидов и трахитов. Средняя часть толщи сложена зеленовато-серыми хлоритизированными ячеистослоистыми рассланцованными песчанистыми известняками с линзами и прослоями туфобрекчий. В кровле толщи прослеживается покров лилово-коричневых и кирпично-красных трахитов. Другие авторы принимали

схему двучленного деления толщи, объединяя среднюю часть и кровлю. Разрез нижней половины толщи известен по правобережью руч. Горелышева [Сурмилова и др., 1979ф]. Алевролиты и сланцы с пластами туфопесчаников в нижней части разреза сменяются мощной пачкой туфопесчаников, которые в свою очередь выше по разрезу сменяются пачкой органогенно-обломочных известняков с прослоями полимиктовых песчаников. Видимая мощность толщи здесь – 480 м. В нижней части разреза найдены многочисленные остатки граптолитов [Государственная … , 1986в], а выше – брахиопод.

Толща согласно залегает на булкутской свите, к которой, возможно, и относятся низы самой толщи с сандбийскими и нижнекатийскими формами граптолитов. Верхняя граница толщи достоверно не установлена. Катийско-хирнантский (~ашгил) возраст толщи основан на стратиграфическом положении и на находках разнообразной фауны, среди которой на территории листа для нижней части определяющее значение имеют граптолиты *Dicellograptus* aff. *forhammeri* Gtz., близкие к характерным видам зоны Orthograptus quadrimucronatus (падунский горизонт) [Решения … , 2009]. В верхней части толщи в определении возраста главную роль играют табуляты *Catenipora minima* (Tchern.), отвечающие зоне Climacograptus supernus (тирехтяхский горизонт) [Решения … , 1978].

В 6–8 км к северо-востоку на правобережье р. Булкут характеристика разреза сохраняется, но мощность третьей пачки возрастает до 350–370 м. Общая мощность толщи оценивается в объеме 500–800 м. Сереченская толща завершает разрез ордовика Рассошинской СФО.

К северо-западу от основной полосы развития булкутской свиты и сереченской толщи в междуречье Трюлинья–Агындя они замещаются пестроцветной осадочно-вулканогенной толщей мощностью около 1000 м. Представлена толща лавами трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахитов, переслаивающихся с вулканотерригенными песчаниками и конгломератами, а также известняками. Количество прослоев терригенных пород увеличивается вверх по разрезу. Толща с параллельным структурным несогласием перекрывается нижнедевонскими карбонатными отложениями. В отложениях толщи обнаружены ордовикские конодонты и граптолиты зоны Nemagraptus gracilis, отвечающие харкинджинскому горизонту карадока. Важной особенностью толщи является широкое распространение в ней медного оруденения (рудопроявление Агынджа), благодаря чему эта фация верхнеордовикских осадочно-вулканогенных образований Булкутской СФЗ в ряде работ получила название «меденосная толща» [Мерзляков и др., 1987а,ф; Шпикерман и др., 1988].

Общая мощность объединенного подразделения – 1700–2000 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силурийской системы установлены только в пределах Селеннях-Омулевской СФО (рис. 3). Силурийские отложения Уяндино-Селенняхской СФЗ здесь наследуют площади распространения ордовикской мрачненской свиты в бассейне р. Эрэкит (Эрикит) и картируются в изолированных

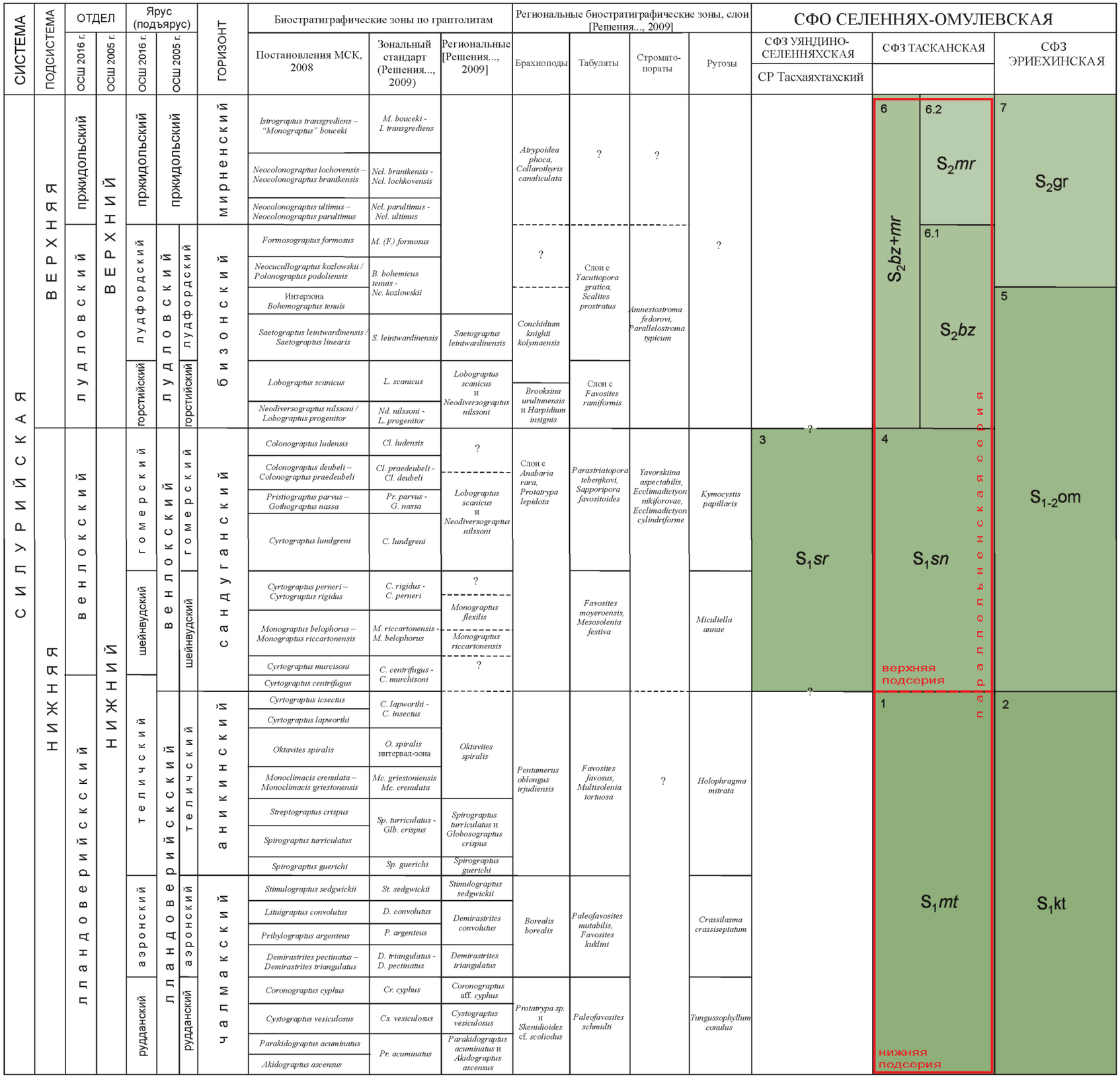


Рис. 3. Схема корреляции стратифицированных образований силура территории листа Q-55 – р. Мома.

Свиты и толщи: 1 – маутская свита, 2 – катыскинская толща, 3 – сюрюктяхская свита, 4 – сандуганская свита, 5 – омчикчанская толща, 6 – бизонская и мирненская свиты, объединенные (6.1 – бизонская, 6.2 – мирненская), 7 – гармычанская толща.

Q-55 Вклейка. Заказ 42014100

тектонических блоках. В пределах Тасканской и Эриехинской СФЗ силурийские отложения наращивают разрез палеозоя Селеннях-Омулевской СФО. В Тасканской СФЗ силурийские отложения не наследуют зональность ордовикского палеобассейна и имеют сквозное распространение в границах зоны, распространяясь на все стратиграфические районы, но в наибольшей степени в пределах Урультунского СР. Южнее, на территории листа P-55 силурийские отложения Тасканской СФЗ объединены в параллельнинскую серию, с двумя подсериями – нижней (в объеме чалмакского и аникинского горизонтов) и верхней (сандуганский, бизонский, мирненский горизонты). В настоящей работе использовано посвитное расчленение во всех СФЗ (рис. 3).

НИЖНЯЯ ПОДСИСТЕМА, ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ ОТДЕЛ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Маутская свита (S_1mt) (по руч. Маут, правый приток руч. Пропасть, впадающего в р. Омулёвка слева) выделена А. А. Николаевым [Николаев, 1959ф] под первоначальным названием «маутовская». Еще годом ранее А. А. Николаев опубликовал описание этих отложений под названием «верхнеомулевской» подсвиты [Николаев, 1958]. А задолго до этой публикации, в 1944 г. у того же самого автора отложения проходили под названием «свита граптолитовых сланцев» [Николаев, 1948ф]. Современная транскрипция написания названия свиты «маутская» появилась уже позднее в совместной монографии трех авторов: А. М. Обута, Р. Ф. Соболевской и А. А. Николаева [Обут и др., 1967].

За стратотип свиты условно принят разрез на руч. Маут [Стратиграфический … , 1975], но основные разрезы свиты все же расположены южнее площади листа Q-55, в том числе и наиболее изученный разрез на руч. Мирный [Граница … , 1983], который рассматривается в качестве парастратотипа [Розенкранц и др., 2000ф; Легенда … , 2003]. На территории листа свиту слагают тонко-параллельнослоистые известково-глинистые, глинистые, алеврито-глинистые, углеродисто-глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы, известняки глинистые, алевролитовые и алевритистые, песчанистые, кремнистые и доломитистые, органогенно-обломочные известняки, известковистые алевролиты, линзы и прослои известняковых конгломератов и кремнистых пород. Сланцы насыщены остатками граптолитов. Достоверные разрезы свиты здесь известны на восточном склоне горы Харкиндя и по руч. Мокрый [Богданов 1963; Обут и др., 1967; Граница … , 1983; Хандожко и др., 1981ф; Шабанов и др., 1992ф]. Наиболее полное описание разреза на горе Харкиндя приведено в опубликованной литературе Т. Н. Корень с соавторами [Граница … , 1983]. Выходы пород нижней части маутской свиты прослеживаются по склону горы на высоте 400–475 м от уреза воды в р. Харкиндя. Мощность маутской свиты в этом разрезе – 110 м. Внизу собраны многочисленные граптолиты, вверху значительно реже, но появляются угнетенные брахиоподы.

Свита согласно залегает на тирехтяхской свите верхнего ордовика, а перекрывается сандуганской свитой (венлок).

Лландоверийский (рудданский – теличский) возраст свиты на территории листа убедительно подтверждается находками видов-индексов и характерных форм граптолитов всех девяти региональных зон этого возрастного интервала (табл. 1), что полностью отвечает объему чалмакского и аникинского горизонтов [Решения … , 2009].

Таблица 1

Граптолиты в отложениях маутской свиты на территории листа Q-55

Ярус	Региональные биостратиграфические зоны по граптолитам [Решения … , 2009]	Характерные виды, определенные в разрезах на территории листа Q-55	Разрез	Источник данных
ТЕЛИЧСКИЙ	Oktavites spiralis	*Monograptus* ex gr. *Priodon* (Bronn.), *Mon.* ex gr. *Geinitzianus* J. Hall	Руч. Пропасть	[Хандожко и др., 1981ф]
	Spirograptus turriuculatus и Globosograptus crispus	*Spirograptus turriculatus* (Barr.)	Истоки руч. Мокрый	[Хандожко и др., 1981ф]
	Spirograptus guerichi	*Stimulograptus (=Monograptus) halli* (Barr.), *Streptograptus exiquus exiquus* (Nich.)	Истоки руч. Мокрый	[Хандожко и др., 1981ф]
АЭРОНСКИЙ	Stimulograptus sedgwickii	*Stimulograptus* (=*Monograptus)* aff. *Sedwicksi* (Portl.)	Гора Харкинджа	[Хандожко и др., 1981ф]
	Demirastrites convolutus	*Glyptograptus* ex gr. *Tamariscus tamariscus* (Nich.)	Руч. Пелос	[Шабанов и др., 1992ф]
	Demirastrites triangulatus	*Campograptus (=Climacograptus) communis communis* (Lapw.)	Истоки руч. Мокрый	[Хандожко и др., 1981ф]
		Demirastrites triangulatus (Harkn.)	бас. Урультуна	[Хандожко и др., 1981ф]
		Demirastrites triangulatus Harkness var. *major* E. et W.	бас. Урультуна	[Шабанов и др., 1992ф]
РУДДАНСКИЙ	Coronograptus aff. Cyphus	*Normalograptus* (=*Climacograptus)* aff. *Rectangularis* (McCoy)	Руч. Маук (бас. Омуки)	[Хандожко и др., 1981ф]
	Cystograptus vesiculosus	*Rhaphidograptus vicinus* Obut et Sob.	Гора Харкинджа	[Хандожко и др., 1981ф]
	Parakidograptus acuminatus и Akidograptus ascensus	*Normalograptus* (=*Climacograptus) mirnyensis* (Obut et Sob.), *Cystograptus* (=*Glyptograptus?)* aff. *Praepenna* Obut et Sob.	Гора Харкинджа	[Граница … , 1983]
		Parakidograptus (=*Akidograptus)* aff. *Acuminatus* (Nшch.)	Руч. Маук (бас. Омуки)	[Хандожко и др., 1981ф]

Мощность свиты в истоках руч. Маут (стратотип) в сравнении с упомянутым выше разрезом чуть увеличивается – до 130 м. В разрезе по р. Дарпир-Юрях отложения ранее картировались в составе нерасчлененного отдела нижнего силура [Клочков и др., 1979ф] и мощность их здесь еще возрастае до 240 м, а еще северо-западнее в бассейне р. Сугун (Сумун) – по высыпкам и до 300 м, что в целом не противоречит вариациям мощностей свиты в стратотипической местности южнее площади листа. Таким образом, в целом в пределах листа мощность свиты оценивается в интервале 100–300 м.

Эриехинская СФЗ (7.6)

К а т ы с к и н с к а я т о л щ а (S₁kt) выделена А. И. Сидяченко [Сурмилова и др., 1979ф] с опорным разрезом на р. Катыска, по которой и получила название. В опубликованной литературе толща в общих чертах была описана Е. П. Сурмиловой 2 годами позже, но в ранге свиты [Геология … , 1981]. На геологических картах толща ранее не картировалась и ее краткое описание известно только в объяснительной записке к листам Госгеолкарты-1000/2 Q 54,55 [Геологическая … , 1986], на самой же карте были показаны только нерасчлененные отложения нижнего силура [Государственная … , 1986а]. В таком же виде эти отложения отображались и на среднемасштабных геологических картах – как в отчетных вариантах [Константиновский и др., 1971ф; Сурмилова и др., 1974ф, 1979ф; Хандожко и др., 1981ф], так и на изданных позднее листах [Государственная … , 1979, 1985а, 1988]. Толща представлена песчаниками, часто известковистыми, известковистыми алевролитами, с отдельными прослоями и линзами гравелитов, известковистых гравелитов и конгломератов, известняков, глинистых известняков, алевролитов. Опорный разрез толщи на р. Катыска составлен А. И. Сидяченко [Сурмилова и др., 1974ф, 1979ф; Государственная … , 1981] сложен преимущественно в разной степени известковистыми песчаниками, часто зеленоватыми, реже алевролитами, конгломератами и гравелитами. Мощность в разрезе – 1010 м, низы толщи здесь срезаны разломом.

Большая часть отложений толщи слагают антиклинали, осложненные разрывной тектоникой. Нижняя граница толщи достоверно не установлена, предполагается, что она постепенно сменяет вулканомиктовую толщу верхнего ордовика. Выше с таким же постепенным переходом залегает омчикчанская толща.

Лландоверийский (рудданский, аэронский и большая часть теличского ярусов) возраст толщи определяется немногочисленными находками брахиопод *Zygospiraella duboisi* (Vern.), характерных для зон Protatrypa sp. и Skenidioides scoliodus, Borealis borealis (чалмакский горизонт), граптолитов *Stimulograptus (=Monograptus)* cf. *sedgwicksii* Portl. зоны Stimulograptus sedgwicksii (верхи чалмакского горизонта) и довольно многочисленных граптолитов *Monograptus priodon* (Bronn.) и близких к ним форм, характерных для зоны Oktavites spiralis (верхи аникинского горизонта) [Сурмилова и др., 1979ф; Решения … , 2009]. Как уже отмечалось выше, к этой же свите скорее всего относятся и находки граптолитов *Climacograptus* ex gr. *rectangularis* (McCoy) на правобережье Момы [Сурмилова и др., 1974ф].

Общая мощность толщи по площади – не более 1010 м, в направлении к юго-востоку она несколько уменьшается, возрастает глинистость отложений и роль граптолитовой фауны [Хандожко и др., 1981ф].

НИЖНЯЯ ПОДСИСТЕМА, ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ–ВЕНЛОКСКИЙ ОТДЕЛЫ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Уяндино-Селенняхская СФЗ (7.2)

Тасхаяхтахский СР (7.2.1)

Выделение Уяндино-Селенняхской СФЗ и расчленение в ее пределах силурийских образований проведено согласно Яно-Индигирской СЛ-200/2 [Легенда … , 2000].

С ю р ю к т я х с к а я с в и т а (S_1sr) была выделена как венлокская Г. П. Абаимовой в начале 1960-х годов [Абаимова, 1964] западнее рамки листа Q-55 в южной части хр. Тас-Хаяхтах в истоках р. Сюрехтях-Юрях (левая составляющая р. Догдо в верхнем течении, система р. Яна), по которому и получила название. Свиту слагают преимущественно доломиты и известняки серые глинистые, часто желтоватые на выветрелой поверхности. На территории листа Q-55 отложения свиты известны на междуречье правых притоков р. Эрэкит (Эрикит) – ручьев Сухой и Каменистый [Попов и др., 1971ф], в бассейне р. Илин-Сала [Аргунов и др., 1959ф]. Наиболее полный разрез в истоках руч. Песня (правый приток р. Илин-Сала) [Попов и др., 1971ф; Государственная … , 1977] представлен известняками, реже доломитами и доломитистыми известняками. Мощность в разрезе – 1000–1020 м. Внизу найдены табуляты *Catenipora* sp. indet., а вверху – *Halysites* sp. indet.

Достоверные контакты с ниже- и вышележащими отложениями не установлены, границы блоков, в которых известна свита, – тектонические.

В отложениях свиты установлены кораллы *Catenipora* sp. indet. и *Halysites* sp. indet., представители родов которых в совместном нахождении характерны преимущественно на уровне сандуганского горизонта, верхов лландоверийского и в полном объеме венлокского отделов силурийской системы [Решения … , 1978]. Литологическое сходство отложений с разрезами стратотипической местности хр. Тас-Хаяхтах тоже позволяет отнести эти отложения именно к сюрюктяхской свите.

Отмечается некоторое нарастание доломитистости пород с запада на восток, а песчанистости – в обратном направлении. В разрезе в тектоническом блоке на правобережье р. Эрэкит (Эрикит) мощность свиты – 500 м. Общая мощность свиты на территории листа оценивается не менее, чем в 700–1100 м.

Сюрюктяхская свита полностью исчерпывает разрез силура этой части Уяндино-Селенняхской СФЗ.

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Сандуганская свита (S_1sn) (назв. по руч. Сандуган – правый приток р. Омулёвка, в 6 км выше устья р. Урультун) выделена А. А. Николаевым [Николаев, 1959ф]. Там же расположен и стратотип свиты, являющийся одновременно и стратотипом одноименного горизонта Региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009]. Ранее в начале 1940-х годов тот же автор называл отложения как «свита струйчатых известняков» [Николаев, 1948ф]. Одно из первых описаний свиты в литературе приведено гораздо позднее [Обут и др., 1967].

В составе отложений свиты большое количество светлых известняков и мергелей с черными известково-глинистыми и глинистыми сланцами. В меньшем количестве присутствуют органогенно-обломочные известняки, известняковые брекчии и конгломераты, песчанистые известняки, известковистые песчаники и алевролиты. Иногда наблюдаются следы волноприбойной ряби и ползания червей, косая слоистость, полосчатость пород. Характерной чертой свиты является часто наблюдаемая на выветрелой поверхности четкая планпараллельная полосчатость (тонкое переслаивание голубоватых известняков и желтых или бурых мергелей).

Разрезы свиты на территории листа довольно многочисленны, часто они наращивают разрез маутской свиты в тех же местах.

Наиболее значительный по мощности (200 м) разрез свиты в бассейне верхнего течения р. Хакодате (правый приток р. Омулёвка) [Шабанов и др., 1992ф] сложен коричневато-серыми известняками, в нижней части характерны известняковые конгломерато-брекчии и гравелиты. Менее мощный (95–125 м), но фаунистически охарактеризованный граптолитами разрез известен в истоках руч. Мокрый. В районе данных разрезов и в направлении к северо-западу существенных литологических изменений не происходит [Клочков и др., 1979ф], хотя среди серых конгломератов в нижней части свиты по р. Лев. Хакодате отмечены и пестроцветные разности [Хандожко и др., 1981ф].

Свита согласно залегает на маутской, а перекрывается бизонской. Венлокский (шейнвудский–гомерский ярусы) возраст свиты на территории листа основывается на находках граптолитов, характеризующих все три региональные зоны этого уровня (Monograptus riccartonensis, Monograptus flexilis, Testograptus testis и Cyrtograptus lundgreni), что отвечает полному объему сандуганского горизонта. Это формы – *Monograptus* cf. *riccartonensis* Lapw., *Monoclimacis* aff. *adunca* (Bouc.), *Monograptus* ex gr. *flemingi* Salt., *Testograptus (=Monograptus) testis* Barr. Более детально и подробно свита охарактеризована граптолитами южнее площади листа. Выполненные там сборы фаунистических остатков позволяют говорить, что свита вмещает не только венлокские слои, но и значительную часть верхнего лландовери [Решения … , 2009].

Разрез свиты в береговых обрывах р. Омулёвка чуть выше устья руч. Бизон (левый приток р. Омулёвка) и напротив устья руч. Сандуган, видимо, понимается как стратотипический в электронном ресурсе уникальных геологических объектов России [http://www.geomem.ru/mem_obj.php?id=911083], но мощ-

ность обнаженных интервалов там не достигают и 100 м. Мощность свиты в целом по площади оценивается в интервале 100–200 м.

Пестроцветные конгломераты из низов сандуганской свиты получили положительную экспертную оценку «Востокжварцсамоцветы» и «Дальжварцсамоцветы» как поделочное сырье [Хандожко и др., 1981ф].

НИЖНЯЯ–ВЕРХНЯЯ ПОДСИСТЕМЫ

Эриехинская СФЗ (7.6)

Зона занимает промежуточное положение между существенно карбонатными разрезами Тасканской зоны и фактически полным выпадением силурийских отложений из палеозойского разреза в среднем течении Рассохи, где силурийская фауна встречается только в переотложенном виде в отложениях нижнего девона.

Омчикчанская толща ($S_{1-2}om$) выделена А. И. Сидяченко [Сурмилова и др., 1979ф] с опорным разрезом на р. Омчикчан, по которому и получила название. А. И. Сидяченко ранее выделял ее также как «доломитово-известняковую толщу» [Алешко и др., 1974ф]. Первый разрез им был составлен по коренным выходам на левобережье р. Зырянка.

Толща ранее не картировалась, а ее краткое описание известно только в объяснительной записке к листам ГК-1000/2 Q-54,55 [Геологическая … , 1986], на самой же карте показаны только нерасчлененные отложения нижнего и верхнего силура [Государственная … , 1986а]. На среднемасштабных геологических картах [Константиновский и др., 1970ф; Сурмилова и др., 1974ф, 1979ф; Хандожко и др., 1981ф; Государственная … , 1979б, 1985а, 1988] отложения, сопоставимые с омчикчанской толщей, большей частью картировались как бизонская свита, а нижние горизонты – в составе нерасчлененных отложений нижнего силура.

Толща представлена известняками, доломитистыми известняками, доломитами, известковистыми алевролитами, известково-глинистыми сланцами, песчаниками с линзами карбонатных конглобрекчий.

Опорный разрез толщи на р. Омчикчан в 3 км ниже устья руч. Дарым, там, где ранее картировались нерасчлененные отложения нижнего силура и бизонская свита [Хандожко и др., 1981ф], составлен А. И. Сидяченко [Сурмилова и др., 1979ф]. Толща здесь сложена преимущественно известняками, реже доломитистыми и глинистыми известняками, иногда брекчированными, в средней части отмечены горизонты с битой ракушей брахиопод. Мощность толщи в разрезе – 860–920 м. Нижняя граница – тектоническая, выше согласно лежат породы, относимые А. И. Сидяченко уже к гармычанской толще. По всей мощности разреза собраны брахиоподы, а в верхней части – граптолиты.

Согласное залегание отложений на катыскинской толще предполагается в бассейне р. Хара-Улах и на р. Рассоха, выше везде залегают пестроцветные отложения гармычанской толщи. Венлокско-лудловский (шейнвудский, гомерский, горстийский и часть лудфордского ярусы) возраст отложений толщи подтверждается многочисленными брахиоподами в опорном разрезе, среди которых определяющее значение имеет вид *Conchidium* ex gr. *biloculare* (His.), характерный для зоны Brooksina urultunensis и Harpidium insignis (бизонский

горизонт) горизонт [Решения … , 2009]. Уровень венлока косвенно подтверждается находками табулят *Favosites* cf. *subfavosus* Klaam. (сандуганский горизонт [Решения … , 1978]).

Мощность отложений в бассейне рек Омчикчан, Рассоха и Хара-Уулах остается выдержанной в объеме 800–900 м и снижается до 500–600 м в верховье р. Зырянка.

ВЕРХНЯЯ ПОДСИСТЕМА, ЛУДЛОВСКИЙ И ПРЖИДОЛЬСКИЙ ОТДЕЛЫ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Бизонская и мирненская свиты объединенные (S_2bz+mr) закартированы там же, где и отложения маутской и сандуганской свит нижнего силура – от южной рамки листа до междуречья Тирехтяха и Саргычана вдоль шовных зон крупных разломов. Значительная площадь в бассейне рек Хара-Улах, Илин-Юрях и всего правобережья р. Мома до р. Калгар, где ранее картировались эти свиты, в нашем понимании относятся уже к Эриехинской зоне и характеризуются увеличением терригенной составлющей, погрублением отложений, что более свойственно для толщ именно этого района.

Бизонская свита (по руч. Бизон – левый приток р. Омулёвка в 5–6 км выше устья р. Урультун) впервые выделена и в общих чертах (без указания стратотипа) охарактеризована М. Н. Чугаевой [Богданов и др., 1960]. Чуть позднее Н. А. Богданов [Богданов, 1963], ссылаясь на совместные материалы с М. Н.Чугаевой, а также на исследования А. А. Николаева [Николаев, 1958], привел послойное описание небольшого фрагмента свиты в верховье руч. Красивый (левый приток р. Ирис, впадающей в р. Омулёвка справа в 6 км выше устья р. Инанья). Но наиболее полные разрезы свиты были описаны позднее уже другими исследователями в каньоне руч. Мирный южнее площади листа Q-55. Именно там расположен стратотип свиты и одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009].

Свита сложена белыми и кремовыми массивными мраморизованными доломитами, содержащими горизонты и прослои доломитовых алевролитов, глинистых доломитов, органогенно-обломочных и водорослевых известняков, доломитистых известняков, известковых доломитов и доломитовых брекчий.

В пределах листа Q-55 разрезы свиты известны в бассейне р. Омулёвка [Хандожко и др., 1981ф; Шабанов и др., 1992ф]. На руч. Авр (левый приток р. Ирис) разрез представлен [Хандожко и др., 1981ф] внизу мощной (450 м) пачкой массивных мраморизованных известняков, а вверху – пачкой (250 м) доломитов и известняков. Мощность в разрезе – около 700 м.

К северо-западу от стратотипической местности в бассейне р. Саргычан (левый приток р. Тирехтях (Момский) отложения бизонской свиты слагают краевую часть северо-восточного крыла антиклинальной складки, разрезы здесь перекрыты отложениями боковой морены, а глыбы светло-розовых мраморизованных доломитов встречаются только в развалах или в аллювии р. Саргычан.

Свита везде согласно залегает на сандуганской свите, а перекрывается мирненской. Лудловский (горстийский и лудфордский ярусы) возраст свиты основан на находках брахиопод *Conchidium* cf. *knighti kolymaensis* A. Nik., *Atrypella* aff. *modesta* f. *postmodesta* Nikif., *Harpidium(?)* cf. *insignis* Kirk. [Хандожко и др., 1981ф], характеризующих региональные зоны Brooksina urultunensis и Harpidium insignis, Conchidium knighti kolymaensis, что отвечает полному объему бизонского горизонта [Решения … , 2009].

Мощность свиты в разрезе руч. Авр близка к максимальной (700 м), в прочих разрезах она нередко снижается до 450–500 м.

Породы бизонской свиты из всего силурийского разреза наиболее пригодны для производства извести и инертной пыли. С этих позиций они изучались магистральными канавами в районе оз. Дарпир на левом склоне руч. Беляк (впадает в оз. Дарпир с юго-востока) [Демченко и др., 1966ф, 1973ф], в результате они были оценены как крупное по запасам (более 5 млн м^3) Дарпирское месторождение, с перспективой наращивания запасов до ранга уникального (150 млн м^3 и более). В настоящее время месторождение не учитывается Госбалансом [Государственная … , 1990]. Подобные отдельные испытания проводились и для проб, отобранных геологом А. Н. Мельниковым из отложений той же бизонской свиты на левобережье р. Сугун (Сумун) ниже устья руч. Энги [Хамицаев и др., 1952ф] при оценке перспектив стройсырья для предполагаемого освоения Сугунской группы урановых месторождений.

Мирненская свита была выделена А. А. Николаевым под названием мирнинская на руч. Мирный (левый приток руч. Ина с устьем в 4–5 км южнее площади листа, на топокартах – руч. Гремучий) в начале 1960-х годов [Решения … , 1963]. Там и расположен стратотип свиты и одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009]. Общее описание свиты приведено во многих источниках, в том числе и в монографии В. М. Мерзлякова [Мерзляков, 1971].

Свита сложена красноцветными и пестроцветными доломитовыми алевролитами, доломитами, известковыми доломитами, мергелями, алевролитовыми мергелями, песчаниками, доломитовыми песчаниками, доломитистыми известняками, конгломератами. Пестроцветный характер отложений свиты делает ее хорошо диагностируемой на местности.

Отложения свиты на площади листа Q-55 практически повсеместно наращивают нижележащую бизонскую свиту в тех же разрезах. Наиболее значительный по мощности (650 м) фрагмент разреза в верхнем течении руч. Авр (левый приток руч. Ирис) [Хандожко и др., 1981ф] в нижней части представлен переслаиванием известняков и розовых доломитов, выше среди них появляются красные, пестроцветные мергели и песчаники, которые поностью слагают верхнюю часть разреза. Начиная со средней части в отложениях характерно появление знаков волнопирбойной ряби, сменяющихся выше трещинами усыхания.

Свита согласно залегает на бизонской свите, а перекрывается коралловыми известняками нижнего девона. Позднесилурийский (пржидолий) возраст свиты на территории листа Q-55 основан на корреляции с фаунистически охарактеризованными разрезами стратотипической местности южнее площади листа, а также на находках пржидольских конодонтов *Spathognathodus cos-*

teinhornensis Walliser в разрезе по руч. Авр (опр. М. Х. Гагиева). Кроме того, в разрезе свиты на руч. Воях известны брахиоподы *Hyattidina* sp. и *Collarothyris* sp. [Бутков, 1984]. Последние близкие виду-индексу зоны Collarothyris canaliculata (пржидолий, мирненский горизонт) [Решения … , 2009]. Представители рода *Hyattidina* известны в верхнем силуре юга Сибирской платформы, где их отдельные виды, обладая устойчивостью к поступлению солесодержащих растворов, встречаются именно в лагунных фациях [Ишина, 2013], каковыми являются и отложения мирненской свиты. Известные находки на руч. Ирис брахиопод *Conchidium* ex gr. *knighti kolymaensis* A. Nik., а на руч. Воях табулят *Favosites* cf. *microspina* Dubat. [Хандожко и др., 1981ф], скорее всего связаны с переотложенными осадками. Данный вид брахиопод традиционно характерен для верхов нижнего лудлова (слои с Conchidium knighti) [Решения … , 1978] или для средней части лудлова (зона Conchidium knighti kolymaensis) [Решения … , 2009], а близкие фавозитиды известны в хекандинской свите (венлок–лудлов) на междуречье Ирюди и Сеймчана юго-восточнее площади листа [Геология … , 1970][*].

Мощность свиты на территории листа существенно не меняется (около 650 м), увеличение ее происходит южнее – в среднем течении р. Урультун и на руч. Мирный.

Общая мощность объединенного подразделения – 1100–1350 м.

Розовые доломиты в низах мирненской свиты по заключению «Восток-кварцсамоцветы» пригодны для декоративно-облицовочных работ [Хандожко и др., 1981ф].

Мирненская свита завершает силурийский разрез Тасканской СФЗ, который характеризуется преимущественно карбонатным типом разреза и обратной тенденцией увеличения мощностей – с северо-запада на юго-восток, в отличие от ордовикских карбонатных разрезов, в которых мощности растут с юго-востока на северо-запад.

Эриехинская СФЗ (7.6)

Гармычанская толща (S_2gr) выделена А. И. Сидяченко [Сурмилова и др., 1979ф] на левобережье верховий р. Зырянка, а название получила по горному хребту Гармычан и одноименному ручью – правому притоку р. Зырянка в ее верховьях. Толща ранее не картировалась, и ее краткое описание известно только в объяснительной записке к листам Q-54,55 ГК-1000/2 [Геологическая … , 1986], на самой же карте показаны только нерасчлененные отложения верхнего силура [Государственная … , 1986а]. На среднемасштабных геологических картах [Константиновский и др., 1971ф; Алешко и др., 1974ф; Ремизов и др., 1974ф; Сурмилова и др., 1974ф, 1979ф; Хандожко и др.,

[*] Брахиоподы Conchidium cf. knighti kolymaensis A. Nik. широко распространены в розовых мраморизованных доломитах, относимых Н. В. Хандожко и др. [1981ф] к низам мирненской свиты. Пограничные отложения мирненской и бизонской свит детально изучены на прилегающей с юга территрии листа P-55. Признаков переотоложения типовой формы бизонского горизонта *Conchidium* cf. *knighti kolymaensis* A. Nik в розовых доломитах не установлено, в связи с чем эти слои были отнесены к нижней подсвите бизонской свиты [Сотников и др., 1983ф] (*Прим. науч. ред.*).

1981ф; Государственная … , 1979, 1985а, 1988] отложения, сопоставимые с гармычанской толщей, большей частью картировались как мирненская свита. А. И. Сидяченко видел отличие картируемых отложений от мирненской свиты и выделял в верхней части нерасчлененных отложений венлока–лудлова самостоятельную «терригенно-карбонатную толщу» [Алешко и др., 1974ф] или «пестроцветную терригенно-карбонатную» [Сурмилова и др., 1979ф].

Состав гармычанской толщи очень пестрый: она сложена известняками, глинистыми известняками, доломитами, известковистыми и песчанистыми доломитами, мергелями, песчаниками, известковистыми и доломитистыми песчаниками, глинистыми и известково-глинистыми сланцами, известняковыми и доломитовыми конгломератами, карбонатными брекчиями, алевролитами. Относимые ранее [Сурмилова и др., 1979ф] к толще в некоторых разрезах кислые(?) и средние вулканиты (верхнее течение р. Агындя в районе Агынджинского стратиформного месторождения меди (формация медистых песчаников) относятся к позднеордовикскому этапу магматизма (булкутский комплекс и одноименная булкутская свита [Шпикерман, 1996]).

Опорный разрез толщи составлен А. И. Сидяченко по левобережью р. Зырянка в ее верхнем течении напротив устья руч. Гармачан (Гармычан) [Сурмилова и др., 1979ф], где она согласно наращивает омчикчанскую толщу (ранее там картировалась мирненская свита [Сурмилова и др., 1974ф]). Для всего разреза характерно наличие кирпично-красных песчаников среди известняков и доломитов серой окраски. Вверх по разрезу снижается зернистость пестроцветных пород – песчаники сменяются алевролитами и сланцами, а среди красной окраски появляются желтые на выетрелой поверхности. Общая мощность в разрезе – 340 м. В низах разреза встречены строматопороидеи (*Amnestostroma* (=*Stromatopora*) *fedotovi* Yavor., *Parallelostroma* cf. *tipicum* (Rosen.) и брахиоподы (*Conchidium* ex gr. *alaskense* Kirk. et Amsden, *Lissatrypa operosa* Kulk.).

Лудфордско-пржидольский возраст всей толщи в целом определяется по непрерывному характеру всего ее разреза, выше которого повсеместно залегают фаунистически охарактеризованные нижнедевонские отложения калгарской свиты. Найденные брахиоподы *Conchidium* ex gr. *alaskense* Kirk. et Amsden (зона Conchidium knighti kolymaensis) и оба вида строматопороидей (слои с Amnestostroma fedorovi и Parallelostroma typicum) из нижней части опорного разреза толщи отвечают верхней половине бизонского горизонта [Решения … , 2009].

Полная мощность толщи оценивается в объеме 400–500 м.

Мергели толщи характеризуются повышенными содержаниями (%) циркония (до 0,017), никеля (до 0,15), хрома (до 0,017–0,15), ванадия (до 0,015) и скандия (до 0,02). На левобережье р. Рассоха в 2–2,5 км ниже устья р. Хаханда (разрез «Фестивальный» [Гагиев, 1995]) в отложениях толщи известна довольно мощная пачка загипсованных известняков, гипсов и ангидритов, отвечающая по параметрам проявлению этих полезных ископаемых*. Красноцветные песчанистые мергели, слагающие более высокие горизонты толщи

* В более ранних работах существовала точка зрения и об эйфельско-живетском возрасте гипсов и мергелей в этом разрезе [Чочиа и др., 1971ф].

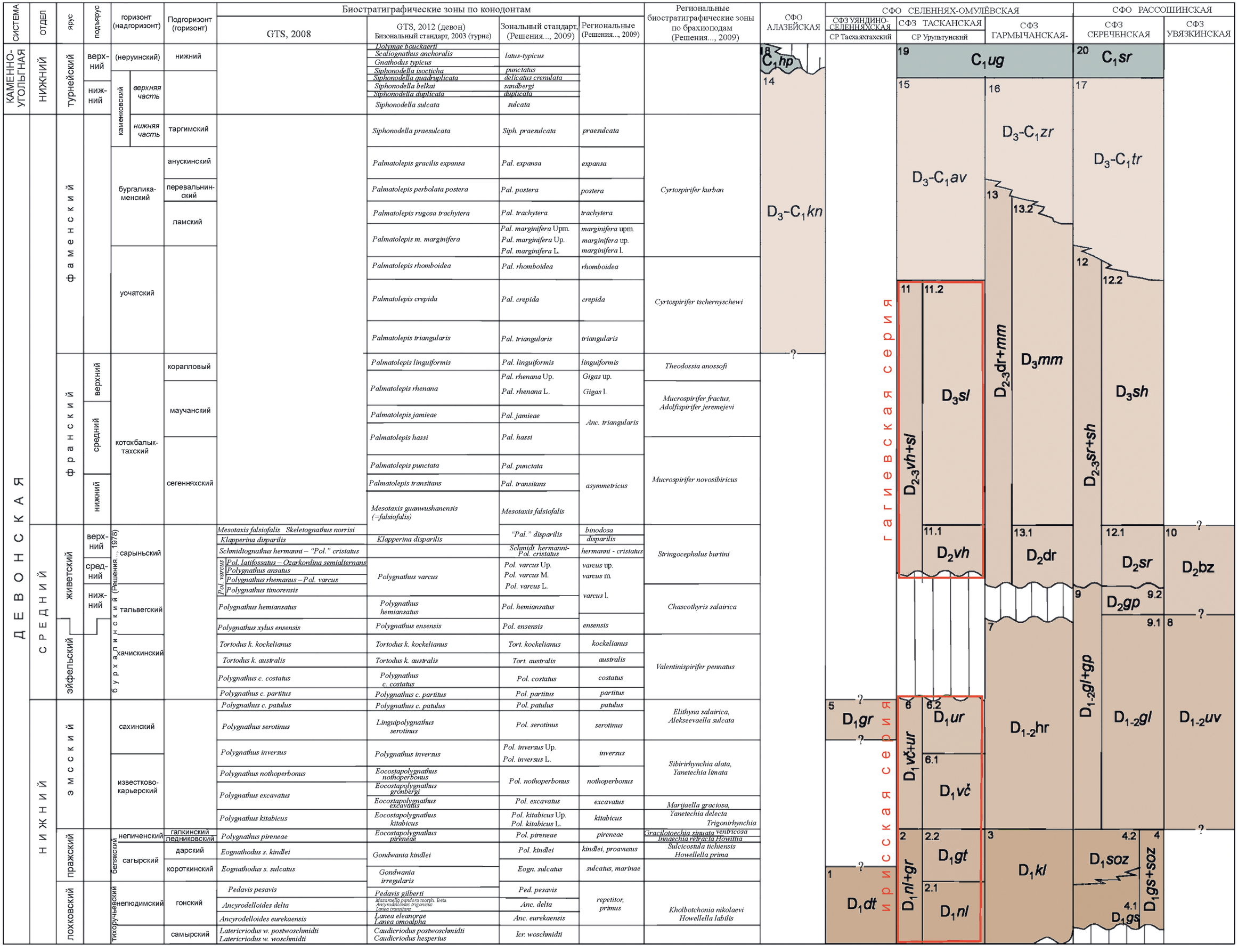


Рис. 4. Схема корреляции стратифицированных образований девона – нижнего карбона (турне) территории листа Q-55 – р. Мома.

Свиты и толщи: 1 – датнинская свита, 2 – нелюдимская и гротовская свиты объединенные (2.1 – нелюдимская, 2.2 – гротовская), 3 – калгарская свита, 4 – гайская и сереченозёрнинская свиты объединенные (4.1 – гайская, 4.2 – сереченозёрнинская свита), 5 – геремганджинская свита, 6 – вечернинская и урудьтунская свиты объединенные (6.1 – вечернинская, 6.2 – урультунская), 7 – харитоньинская толща, 8 – увязкинская свита, 9 – голышевская и гипсоносная свиты объединенные (9.1 – голышевская, 9.2 – гипсоносная), 10 – безымянная толща, 11 – вояхская и салажская свиты объединенные (11.1 – вояхская, 11.2 – салажская), 12 – сарыньская и сохская свиты объединенные (12.1 – сарыньская, 12.2 – сохская), 13 – дарымская толща и момская свита объединенные (13.1 – дарымская толща, 13.2 – момская свита), 14 – кенкельдинская свита, 15 – авринская свита, 16 – зырянкинская свита, 17 – тургоякская свита, 18 – хоппытская свита, 19 – угрюминская свита, 20 – сергеляхская свита.

Q-55 Вклейка. Заказ 42014100

в этом же разрезе, содержат повышенные концентрации магнетита и ильменита (в сумме около 150–170 г/т и единичные знаки золота (1 зн.). Пестроцветные конгломераты гармычанской толщи в верхнем течении р. Калгар содержат магнетит и ильменит в меньших концентрациях – около 15 г/т, но и там в них отмечены единичные знаки золота (2 зн.). В зоне тектонических нарушений на водоразделе притоков рек Калгар и Эселях те же конгломераты несут более высокие концентрации магнетита – около 40 г/т и устойчивые содержания редких земель (г/т): Y (до 25,2), Sm (до 21), Er (до 4,5), Yb (до 3,8). Ранее гематит и магнетит в составе отложений средней части толщи также упоминались в разрезе толщи в верховье рек Калгар и Зырянка [Константиновский и др., 1970ф; Алешко и др., 1974ф].

Гармычанская толща завершает силурийский разрез Эриехинской СФЗ, характеризующийся огрублением обломочных фаций в сравнении с карбонатными разрезами Тасканской зоны.

Еще восточнее в тектонически обособленных блоках палеозоя в среднем течении р. Рассоха силурийские отложения отсутствуют и нижнедевонские отложения с перерывом и угловым несогласием ложатся сразу на верхний ордовик. «Следы» силура здесь проявлены только в кластическом материале грубообломочных отложений в основании нижнего девона, сформированных за счет сноса материала при разрушении силурийских толщ с восточных флангов Эриехинской СФЗ, а также силурийских гранитоидов Рассошинской СФЗ.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

С начала девона повсеместно на территории листа начинается новый крупный этап трансгрессивного развития морских бассейнов. Карбонатные толщи начала девона перекрывают мелководные красноцветные отложения позднего силура Селеннях-Омулевской СФО и дислоцированные осадочно-вулканогенные образования Рассошинской СФО, нивелируя тем самым контрастные различия этих областей в предшествующий период. Однако, начиная со среднедевонских образований, на территории листа вновь фиксируется весьма пестрый состав отложений от мелководных шельфовых до глубоководных океанических окраин с обильно представленными вулканитами. Специфичный осадочно-вулканогенный разрез верхнего девона представлен в Алазейской СФО (рис. 4).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Селеннях-Омулевскя СФО (7)

В западной части области на территории листа отложения девона без видимых перерывов наращивают разрез палеозоя, поэтому здесь выделяются те же СФЗ, что и для ордовикско-силурийского этапа осадконакопления – Уяндино-Селенняхская и Тасканская. В восточной части на стыке с Рассошинской СФО в основании девона фиксируются локальные несогласия и сам характер осадконакопления отличался от предыдущего этапа отсутствием вулканокластики, большей ролью карбонатных отложений (Гармычанская СФЗ).

Уяндино-Селенняхская СФЗ (7.2)

Тасхаяхтаский СР (7.2.1)

Девонские отложения Тасхаяхтахского СР района проявлены только в четырех обособленных тектонических блоках, один из которых (наиболее крупный) приурочен к экзоконтактам Правоэрикитского гранитного массива и характеризуется сильно измененными породами. С северо-запада на юго-восток эти выходы девона расположены: первый – на западной рамке листа (правый водораздел р. Кипчистан–Тирехтях (левый приток р. Мома) в ее верховьях), второй – на междуречье Илин-Сала–Кур, третий – на правобережье руч. Сухой (правый приток р. Кур) и четвертый от истоков руч. Серый, впадающего слева в р. Сюрюге (левый приток р. Буордах) до верховьев р. Прав. Интах и левобережья р. Буордах ниже сквозного перевала в р. Дарпир.

Слабая изученность этих выходов, связанная в том числе и с их крайне тяжелой доступностью, позволяет лишь условно по сопоставлению разрезов отнести эти отложения к двум свитам – датнинской и геремганджинской.

Датнинская свита (D_1dt) (по р. Датна – правый приток р. Догдо в верхнем течении, система р. Яна) выделена Н. А. Богдановым [Богданов, 1963] западнее площади листа Q-55 на водоразделе рек Яна и Индигирка в центральной части хр. Тас-Хаяхтах. На территории листа Q-55 к отложениям этой свиты отнесена существенно известняковая толща, обнаженная в небольшом тектоническом блоке на междуречье Илин-Сала–Чалбыга. Ранее она картировалась в виде нерасчлененных отложений силура и девона [Аргунов и др., 1959ф; Попов и др., 1971ф; Государственная … , 1976]. Отложения свиты представлены известняками, часто мраморизованными, иногда глинистыми, доломитистыми, реже известково-глинистыми сланцами. Известняки при ударе издают характерный запах сероводорода. Единственный разрез в бассейне руч. Песня (правый приток р. Илин-Сала) [Государственная … , 1977] представлен пачками известняков, переслаивания известняков и доломитистых известняков с резко подчиненной ролью сланцев. Мощность в разрезе – 480–620 м. Внизу определены остатки кораллов *Yacutiopora* ? sp. indet., а в средней части – многочисленные *Favosites socialis* Sok. et Tes., *Thamnopora servicornis* (Blainv.)?, *Cladopora* sp. indet.

Границы с выше- и нижележащими отложениями в пределах листа не установлены, границы блоков – тектонические. Найденные в отложениях табуляты *Favosites socialis* Sok. et Tes. и *Fav.* cf. *kolymensis* Tchern. характеризуют возрастной интервал лохкова, прагиена и первой половины эмса (нелюдимский, сагырский, неличенский и известковокарьерский горизонты), род *Yacutiopora* более характерен для трех нижних горизонтов, а литологически отложения близки к датнинской свите (нелюдимский и низы сагырского горизонта), возраст которой: лохков – начало прагиена [Решения … , 2009].

Данные о вариациях мощностей на территории листа отсутствуют, мощность оценивается по приведенному разрезу – 480–620 м.

Геремганджинская свита (D_1gr) (назв. по руч. Геремганджа (Эригенде) – левый приток р. Догдо в верхнем течении, система р. Яна) выделена Т. С. Альховик и В. В. Барановым [Альховик и др., 1974] западнее площади

листа Q-55 на водоразделе рек Яна и Индигирка в центральной части хр. Тас-Хаяхтах. На территории листа Q-55 в четырех выше отмеченных блоках отложения, относимые к этой свите, ранее картировались только в ранге нерасчлененных среднего девона [Государственная … , 1977, 1979б], а ранее даже к силуру [Аргунов и др., 1959ф; Данилогорский и др., 1967ф; Кравцов и др., 1966ф; Попов и др., 1971ф]. Свиту слагают сероцветные известняки, органогенно-обломочные известняки, наряду с которыми существенную роль в составе отложений играют алевролиты и глинистые сланцы. Гораздо реже встречаются доломитистые известняки и доломиты. Разрез в верхнем течении р. Чалбыга (левый приток р. Эрэкит (Эрикит) ниже устья р. Кур) [Аргунов и др., 1959ф] в нижней части (200 м) представлен алевролитами и сланцами, в средней части они сменяются массивными кристаллическими известняками (200 м), которые выше сменяются пачками темных известняков и их чередованием с алевролитами и сланцами. Общая мощность разреза – около 800 м.

Достоверные контакты с выше- и нижележащими отложениями не установлены – границы выходов отложений повсеместно тектонические. Раннедевонский (позднеэмский) возраст отложений принимается на основании довольно богатых сборов фауны эмсско-эйфельского возраста [Аргунов и др., 1959ф; Попов и др., 1971ф]. Среди найденных форм определяющее значение имеют табуляты *Favosites* sp. (aff. *goldfussi* d'Orb.), близкие к виду, характерному для сахинского и хачискинского горизонтов (эмс–эйфель) [Решения … , 2009] и типичному именно для геремганджинской свиты [Решения … , 1978, 2009]. Значимы и находки брахиопод *Atrypa velikaya arctica* Rzon., типовых для одновозрастной урультунской свиты [Геология … , 1970]. Отнесение отложений именно к геремганджинской свите основано и на сходстве литологии с разрезами свиты к западу от территории.

Тасканская СФЗ (7.4)

Нелюдимская и гротовская свиты объединенные (D_1nl+gt) распространены только в юго-восточной части листа в бассейне рек Омулевка, Дарпир-Юрях и Улахан-Нагаин.

Нелюдимская свита (по руч. Нелюдимый – правому притоку р. Таскан с устьем в 70 км южнее листа Q-55) выделена А. А. Николаевым [Николаев, 1958]. Детальное описание стратотипа (р. Нелюдимая) опубликовано в литературе В. Н. Дубатоловым и соавторами только через 10 лет [Дубатолов и др., 1968]. На территории листа Q-55 (р. Мома) свита установлена на крыльях синклинальных складчатых сооружений юго-восточного–северо-западного простирания в бассейне р. Омулёвка, от южной рамки листа до р. Дарпир-Юрях. Кроме того, нами к свите отнесены нижние горизонты отложений, ранее закартированные в ранге нерасчлененного нижнего отдела девона от р. Дарпир-Юрях на северо-западе до р. Аччигый-Нагаин. В бассейне р. Омулёвка разрезы свиты хорошо изучены многими исследователями. Свиту слагают доломитистые, органогенно-обломочные и глинистые известняки, доломиты, известковые и известковистые доломиты, серые, коричневато-серые песчанистые известняки. Разрез свиты по береговым обрывам р. Омулёвка

выше устья руч. Сандуган (правый приток р. Омулёвка выше устья р. Урультун) [Шабанов и др., 1992ф] представлен преимущественно доломитами и известняками при некотором преобладании первых в нижней половине, а роль известняков, в том числе и в переслаивании с алевролитами повышается вверх по разрезу. Мощность в разрезе – 462 м. Выше – плоскость надвига с падением на северо-восток, по которому породы свиты надвинуты на вечернинскую свиту. В известняках определены кораллы *Yacutiopora* (=*Parastriatopora*) cf. *dogdensis* Dubat. и *Favosites socialis* Sok. et Tes.

В известных разрезах нелюдимская свита везде согласно перекрывает пестроцветные отложения мирненской свиты. В среднем течении р. Омулёвка (район р. Урультун) и до р. Дарпир-Юрях свита согласно перекрывается отложениями гротовской свиты.

Лохковский возраст отложений основан на многочисленной и хорошо изученной разнообразной фауне, в которой доминирующая роль принадлежит фавозитидам и брахиоподам. Обоснование границ и объема свиты наиболее детально выполнено М. Х. Гагиевым на основе обширных сборов конодонтов по известным разрезам, среди которых на территории листа расположены разрезы Гротовый, Дорожный, Омулевка–Коралловый и Омулевка–Снежный [Гагиев, 1995, 1996]. Разрез свиты на р. Нелюдимая (за южной рамкой листа) является стратотипом одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009]. На территории листа определяющее значение для лохковского возраста свиты имеют находки табулят *Favosites* cf. *admirabilis* Dubat., ругоз *Taimyrophyllum speciosum* Tchern. и конодонтов *Spathognathodus* cf. *repetitor* C. et G. зоны repetitor [Решения … , 2009].

Существенных изменений в мощностях отложений не происходит, и максимальная мощность свиты, очевидно, не превышает 600 м. Фактическое уменьшение мощности в отдельных разрезах до 200–300 м связано с тектоническими границами в основании разрезов.

Гротовская свита (по руч. Гротовый – один из левых составляющих руч. Авр) впервые выделена В. Н. Дубатоловым и Л. С. Тильман [Дубатолов и др., 1984] с разрезами по ручьям Авр (левый приток р. Ирис) и Гротовый. Свита в едином разрезе с нелюдимской распространена от южной рамки листа в бассейне р. Урультун на крыльях синклинальной структуры до р. Дарпир-Юрях. Ее слагают органогенно-обломочные, глинистые и доломитистые известняки. В сравнении с нижележащей нелюдимской свитой здесь возрастает роль терригенных пород – известково-глинистых и углеродисто-известковистых сланцев, алевролитов, аргиллитов со стяжениями и линзами кремней. Разрез свиты (стратотип 110–115 м), охарактеризованный богатыми фаунистическими комплексами, расположен на руч. Гротовый и опубликован в литературе [Дубатолов и др., 1984]. Этот разрез неоднократно изучался многими исследователями [Бутков, 1984] и в наиболее поздних публикациях с существенно увеличенной мощностью (более 180 м с учетом задернованных интервалов) известен под названием «Гротовый» [Гагиев, 1995, 1996]. Широко известны на территории листа и другие разрезы гротовской свиты – Дорожный, Омулевка-Коралловый и Омулевка-Снежный [Гагиев, 1995].

Залегает свита повсеместно на нелюдимской свите, нижняя граница принимается по смене массивных известняков нелюдимской свиты пачкой пере-

слаивания известняков, алевролитов, аргиллитов и сланцев. Выше гротовской свиты залегают битуминозные черные мергели вечернинской свиты.

Пражский возраст свиты (сагырский и неличенский горизонты) основан на многочисленной фауне, среди которой на территории листа определяющее значание имеют табуляты *Favosites admirabilis* Dubat., *Fav. socialis* Sok. et Tes., брахиоподы *Howellella yakutica* Rzon. и конодонты зон sulcatus – pireneae [Решения … , 2009].

По данным М. Х. Гагиева [Гагиев, 1995], мощность свиты от стратотипической местности (150 м) резко возрастает (до 500 м) в среднем течении р. Омулёвка.

Общая мощность объединенного подразделения – от 500 до 1100 м.

В бассейне рек Аччигый–Нагаин и Улахан–Нагаин в брекчированных известняках и известковистых сланцах гротовской свиты локализованы пункты свинцово-цинковой минерализации. Более интенсивно на этом стратиграфическом уровне стратиформная минерализация проявлена южнее – на территории листа P-55 в битумской свите.

Вечернинская и урультунская свиты объединенные (D_1vt+ur) закартированы там же, где гротовская свита: в среднем течении р. Омулёвка и ее притока – р. Урультун.

Вечернинская свита впервые выделена А. А. Николаевым [Николаев, 1958], названа по р. Вечерняя (левый приток р. Таскан с устьем в 35–40 км южнее листа Q-55). Стратотипический разрез в устье руч. Ожидание (левый приток р. Таскан в 12 км ниже устья р. Вечерняя) в литературе известен как разрез Ожидание [Гагиев, 1995, 1996]. На площади листа расположен парастратотип разреза свиты, впервые охарактеризованный тем же А. А. Николаевым, впоследствии неоднократно изучавшийся другими исследователями и известный как разрез Гротовый [Гагиев, 1995, 1996]. Видимо, этот же близкий в своей основе разрез (или его фрагменты) неоднократно представлялись в ранге гипостратотипа свиты [Бутков, 1984; Дубатолов и др., 1984].

Свита сложена алевролитами, известковыми алевролитами, аргиллитами, известково-глинистыми сланцами, органогенно-обломочными и глинистыми известняками. Наиболее полный послойный разрез (гипостратотип, парастратотип? 150–160 м), охарактеризованный богатыми фаунистическими комплексами, известен по руч. Авр и опубликован в литературе [Дубатолов и др., 1984]. Свиту здесь слагают известняки, преимущественно детритусовые, а вверх по разрезу нарастает доля черных битуминозных мергелей. Выше залегают зеленовато-серые с поверхности битуминозные мергели урультунской свиты. В наиболее поздних публикациях эта вышележая часть разреза известна под названием «Авр-Устье»*. Известны и другие разрезы вечернинской свиты на территории листа – Дорожный, Урультун–Ракушка, Омулевка–Коралловый и Омулевка–Снежный [Гагиев, 1995].

---

* В геологических работах и на топокартах имеются различия в названиях ручьев Авр и Салага. На топокарте масштаба 1 : 200 000 основным ручьем, впадающим слева в р. Ирис, показан руч. Салага. На рисунках в геологической литературе и на отчетных картах этот приток называется «руч. Авр», а руч. Салага впадает в него слева в 7 км от устья. Таким образом, под устьем руч. Авр в геологических публикациях и отчетах следует понимать устье руч. Салага на топокартах.

Свита повсеместно залегает на гротовской, а перекрывается урультунской. Возраст свиты на ранних стадиях изучения считался эйфельским. В дальнейшем по мере набора богатого фактического фаунистического материала и изучения положения свиты, а также на фоне изменений в общей стратиграфической шкале возраст свиты стал приниматься в объеме большей части раннего эмса. На территории листа определяющее значение для такой трактовки возраста имеют табуляты *Favosites brusnitzini* Peetz., брахиоподы *Sibirirchynchia* ex gr. *alata* (Khod.) и конодонты зон citabicus – inversus [Решения … , 2009].

Мощность свиты непостоянна и резко возрастает (до 500–600 м) на участках доминирования в разрезе карбонатных отложений.

Урультунская свита (по р. Урультун) выделена А. А. Николаевым [Николаев, 1958] со стратотипическим разрезом на р. Урультун, ниже устья руч. Пелос (правый приток р. Урультун возле южной рамки листа Q-55). В литературе этот разрез известен под названием Урультун–Ракушка [Гагиев, 1995, 1996]. Отложения свиты представлены алевролитами, известковистыми алевролитами, аргиллитами, известково-глинистыми сланцами. По всему разрезу отмечаются прослои и линзы глинистых и органогенно-обломочных известняков и мергелей, количество которых нарастает вверх по разрезу. Кроме хорошо изученного и не раз приводимого в литературе стратотипа свиты, достаточно полный ее двучленный разрез (150–170 м) известен на ручьях Авр и Салага [Дубатолов, 1984], где выше с размывом залегает вояхская свита. Нижняя часть свиты в этом разрезе не охарактеризована фауной, а верхняя содержит богатые и разнообразные комплексы.

В бассейне р. Омулёвка на территории листа известны и другие разрезы урультунской свиты – Гротовый, Красивый, Омулевка–Снежный и Омулевка–Коралловый [Гагиев, 1995].

Возраст свиты на начальном этапе изучения ее разрезов считался живетским, но с постепенным накоплением фактического материала и корректировкой общей стратиграфической шкалы для девона, возраст отложений стал трактоваться в интервале второй половины эмса (сахинский горизонт) – начала эйфеля (низы хачискинского горизонта), причем верхняя граница определена условно [Решения … , 2009].

Позднеэмсский возраст свиты принят на основании установленных в ней комплекса конодонтов зон inversus – serotinus – patulus и отсутствия конодонтов эйфельского уровня [Гагиев, 1995]. Это подтверждается и находками брахиопод *Atrypa* cf. *nikolaevi* Rzon. (зона Elithyna salairica, Alekseevaella sulcata). Комплекс табулят, в том числе *Syringopora crispa* Schlűt., имеет более широкий диапазон распространения – от верхов эмса [Государственная … , 2016] до эйфеля. Таким образом, общий возрастной диапазон объединенных вечернинской и урультунской свит ограничивается эмсом.

Как и для вечернинской свиты отложениям урультунской свиты довольно свойственны фациальные изменения, отражающиеся, в первую очередь, в доминировании или уменьшении роли карбонатных пород в сравнении с терригенными. На участках преобладания первых мощность свиты возрастает до 300 м.

Общая мощность объединенного подразделения – от 300 до 900 м.

Гармычанская СФЗ (7.5)

К а л г а р с к а я с в и т а (D_1kl) выделена А. И. Сидяченко [Сурмилова и др., 1974ф; Алешко и др., 1974ф] в верхнем течении р. Калгар (правый приток р. Мома), по которому и получила название. В литературе характеристика свиты, в том числе послойное описание разрезов, появилось позднее [Сурмилова и др., 1978; Сидяченко, 1980]. В пределах Гармычанской СФЗ свита распространена – от лево- и правобережья р. Омулёвка [Хандожко и др., 1981ф] до правобережья р. Бочера [Алешко и др., 1974ф]. Закарторована как согласно залегающая на отложениях гармычанской толщи верхнего силура. Однако, по данным Н. В. Хандожко [1981ф], на правом водоразделе р. Омулёвка между ручьями Сланцевый и Эриехе девон залегает с размывом на различных частях силура и верхнем ордовике. Перекрывается калгарская свита харитоньинской толщей нижнего–среднего девона.

Свита в основном сложена доломитистыми известняками, алевритистыми и глинистыми доломитами, глинистыми известняками, известковистыми и доломитистыми алевролитами, известково-глинистыми сланцами. Разрез свиты в верхнем течении р. Калгар описан А. И. Сидяченко [Сурмилова и др., 1974ф] и представлен преимущественно доломитами с прослоями известняков. В нижней части – пачка (20 м) глинистых известняков. Общая мощность свиты в разрезе – 1070–1120 м. Выше согласно залегают аналогичные доломиты, содержащие прослои углеродистых глинистых сланцев. В разрезе найдены брахиоподы *Sibirispira duboisi* (Barr.), *Desquamatia* ex gr. *zonataeformis* Aleks., *Carinatina comata* (Barr.). строматопороидеи. Точное местоположение разреза не приведено. Обособленные выходы калгарской свиты известны на левобережье Момы – в междуречье Талбыгыр–Саргычан [Геологическая … , 1979].

Лохковско-пражский возраст свиты подтверждается многочисленными сборами табулят, брахиопод и конодонтов. Среди табулят на территории листа определяющее значение имеют находки *Thamnopora* (=*Gracilopora*) *nana* Dubat., *Pachyfavosites hidensiformis* (Miron.), *Caliapora* aff. *macroporosa* Dubat., *Squameofavosites (Dyctyofavosites)* ex gr. *concentricus* (Rukh.), *Favosites* cf. *socialis* Sok. et Tes., характеризующие лохковско-пражский интервал. Среди брахиопод наиболее значимы находки *Protathyris* ex gr. *sibirica* Zintch., характерные для прагиена. В разрезах Фестивальный (левобережье р. Рассоха) и Зырянка–Обратный (верхнее течение р. Зырянка) свита охарактеризована конодонтами лохковской зоны repetitor [Гагиев, 1995; Решения … , 2009].

Разрезы свиты довольно многочисленны по площади. Нарастание доломитистости пород и небольшое увеличение мощности (до 1300 м и немногим более) отмечено в направлении к юго-востоку. Восточнее в зоне перехода к Рассошинской СФО и в ее границах, мощность свиты, наоборот, сокращается до 1070–1120 м.

В южной части Гармычанской зоны – в верховьях р. Омчикчан и на р. Омулёвка – в отложениях калгарской свиты известны находки включений твердых битумов типа керитов и низших антраксолитов [Клубов и др., 1989].

Рассошинская СФО (10)

Сереченская СФЗ (10.3)

Гайская и сереченозернинская свиты объединенные ($D_1gs+soz$) залегают в основании девонского разреза Сереченской СФЗ Рассошинской СФО.

Гайская свита выделена М. Х. Гагиевым в конце 1980-х годов со стратотипом на руч. Гай (левый приток р. Серечен вблизи устья) [Мерзляков и др., 1987; Мерзляков и др., 1987а,ф;]. Более полные характеристики свиты приведены М. Х. Гагиевым позднее [Гагиев, 1995, 1996]. На геологических картах ранее свита не картировалась, пестроцветные конгломераты, относящиеся к этой свите, ошибочно рассматривались как верхние горизонты мирненской свиты силура.

Свиту слагают пестроцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, конглобрекчии, известняки, алевролиты и сланцы. В составе гальки наряду с осадочными породами, отмечено значительное содержание эффузивных пород. Выше залегает сереченозернинская свита. В разрезе найдены табуляты *Caliapora macroporosa* Dubat., *Yakutiopora* ex gr. *altaica* Dubat., *Striatoporella multiporifera* Rukh., *Favosites socialis* Sok. et Tes., *Pachyfavosites kolymensis* Barsk. et Potasch., *Squameofavosites socialisiformis* Dubat., *Sq. (Dictyofavosites) concentricus* (Rukh.), *Striatoporella multiporifera* Rukh., *St. zonalis* Potasch., *Caliapora macroporosa* Dubat.

В разрезе Гай–Верхний (стратотип свиты, мощность – 160 м), по данным М. Х. Гагиева, в основании свиты лежат пестроцветные конгломераты [Гагиев, 1995]. Послойное описание этого разреза (три пачки общей мощностью 150–170 м) приведено в отчете В. М. Мерзлякова и соавторов [Мерзляков и др., 1987ф].

Свита залегает с большим стратиграфическим перерывом и угловым несогласием на отложениях верхнего ордовика. Таким образом, на этой площади из разреза палеозоя полностью выпадает силур. Перекрывается свита всюду сереченозернинской свитой нижнего девона. Возраст свиты принимается лохковским на основании обширных сборов табулят этого уровня и редких конодонтов *Ozarcodina* ex gr. *remscheidensis* Zie g., *Oz. repetitor* (Carls. et Gandl.), *Oz. optima* (Mosk.). (=*Spathognathodus* cf. *optimus* Mosk.) [Гагиев, 1995; Решения … , 2009]. Среди органических остатков в кластической части конгломератов выявлены переотложенные конодонты средне-позднеордовикского облика [Мерзляков. 1987, 1987ф]. Мощность меняется от 150 до 350 м.

Сереченозернинская свита под таким названием выделяется впервые по материалам М. Х. Гагиева [Мерзляков и др., 1987ф; Гагиев, 1995]. Названа по оз. Серечен, вблизи которого описаны разрезы свиты. Выделена в границах Рассошинской СФО вместо выделявшейся здесь калгарской свиты [Сурмилова

и др., 1979ф].* Свита залегает согласно на гайской свите, перекрывается голышевской свитой. Сложена преимущественно органогенными известняками, чередующимися с доломитами и доломитизированными известняками с многочисленными остатками кораллов и строматопороидей. Присутствуют также глинистые известняки и доломиты. Наиболее представительный (280 м) и фаунистически охарактеризованный фрагмент разреза свиты известен на западном берегу оз. Серечен [Сурмилова и др., 1979ф] и характеризуется некоторым преобладанием известняков над доломитами. Сводный разрез свиты приведен М. Х. Гагиевым по материалам описания многочисленных разрезов (Гай-Верхний, Нагорный, Надозерный, Гипсовый-1, 2 и др.) [Мерзляков и др., 1987а,ф]. В качестве стратотипа предлагается описанный М. Х. Гагиевым [1995] разрез Гипсовый-1 на левобережье руч. Серечен в его среднем течении.

Максимальных мощностей (540 и 570 м) свита достигает на левобережье р. Серечен – разрезы Гай-Верхний, Гипсовый-1, -2 [Мерзляков и др., 1987а,ф; Гагиев, 1995].

Общая мощность объединенного подразделения – 430–920 м.

По остаткам табулят и довольно многочисленным конодонтам зоны sulcatus возраст сереченозернинской свиты в Сереченской зоне Рассошинской СФО принимается в объеме пражского яруса [Мерзляков и др., 1987].

В северной (реки Зырянка, Трюлинья) и центральной (ср. теч. р. Рассоха) частях Рассошинской зоны в отложениях сереченозернинской свиты известны находки линз и включений твердых битумов типа средних оксиантраксолитов и антраксолитов [Клубов и др., 1989].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Гармычанская-СФЗ (7.5)

Харитоньинская толща ($D_{1-2}hr$) (по руч. Харитон – левому притоку р. Хара-Улах в нижнем течении) выделена М. Х. Гагиевым [Гагиев, 1995] в долине руч. Короткий (левый приток р. Омчикчан в 7 км ниже устья р. Дарым). На геологических картах толща ранее не картировалась – отложения, относимые к ней, рассматривались прежде либо в верхней части калгарской свиты, либо в составе нерасчлененных эйфельских отложений. Толща сложена темно-серыми и черными, средне- и тонкоплитчатыми, редко комковатыми, массивными и неяснослоистыми известняками, алевритистыми, доломити-

* Выделение калгарской свиты в пределах [Стратиграфический … , 2019] Сереченской СФЗ Рассошинской СФО противоречит статье XII.10 Стратиграфического кодекса-2019 (СК-2019) [Стратиграфический … , 2019] по пределам изменения объема подразделения. Возрастной объем калгарской свиты в стратотипической местности на территории Селеннях-Омулевской СФО соответствует лохкову и прагиену. В разрезах бассейна р. Серечен Рассошинской СФО установлено, что выделявшаяся здесь калгарская свита по возрасту соответствует только прагиену [Мерзляков и др., 1987ф; Гагиев и др., 1995]. Таким образом, возрастной объем сократился более чем в 2 раза. В интервал калгарской свиты в стратотипе в Рассошинской СФЗ полностью укладываются две свиты – гайская и, впервые выделенная, сереченозёрнинская *(Прим. науч. ред.)*.

стыми и органогенно-обломочными известняками, довольно часто – доломитами, которые в отдельных мощных пачках чередуются с подчиненными прослоями терригенных пород (алевролитов, известковистых алевролитов, известково-глинистых и глинисто-кремнистых сланцев).

Наиболее полный и хорошо охарактеризованный фаунистически разрез толщи (710–900 м) по левобережью р. Хара-Улах, был представлен Е. П. Сурмиловой и соавторами сначала в ранге карбонатной толщи эйфельского яруса [Сурмилова и др., 1974ф], а позднее под названием доломитовой толщи [Сурмилова и др., 1978]. Толщу в нижней части разреза слагают доломиты, вверху – доломитистые известняки. Расположенный рядом разрез Харитон-Дальний охарактеризован конодонтами зоны serotinus [Гагиев, 1995]. Обособленные выходы харитоньинской толщи, охарактеризованные табулятами, расположены на левобережье р. Мома в верхнем течении р. Талбыгыр [Сурмилова и др., 1974ф; Геологическая … , 1979].

В упомянутом разрезе и повсеместно на площади толща согласно перекрывает калгарскую свиту, а перекрывается в других разрезах с размывом или по неустановленным соотношениям доломитами дарымской толщи живета.

Позднеэмсский–эйфельский возраст толщи основан на многочисленных сборах коралловой фауны, брахиопод и конодонтов. Среди известных на площади листа находок табулят главную роль играют *Favosites fedotovi* Tschern., *Fav. goldfussi* Orb., *Striatoporella dogdensis* Dub., *Thamnopora polyphorata* (Schlothein) среди брахиопод – *Megostrophia uralensis* (Vern.). Разрез свиты в бассейне р. Дарым охарактеризован конодонтами зон serotinus – costatus (разрез Короткий [Гагиев, 1995] и, хотя кондонты зон верхней половины эйфеля в отложениях толщи пока не установлены, ее верхняя возрастная граница по другим фаунистическим комплексам проводится по границе эйфеля–живета [Решения … , 2009].

Мощность толщи в целом выдерживается на уровне около 1000 м. Уменьшение мощностей в частных разрезах в бассейне верхнего течения р. Зырянка и на р. Хара-Улах, видимо, связано с разрывной тектоникой, которая проявлена здесь наиболее интенсивно.

Рассошинская СФО (10)

Сереченская СФЗ (10.3)

Голышевская и гипсоносная свиты объединенные ($D_{1-2}gl+gp$) развиты там же, где совместные разрезы гайской и сереченозернинской свит.

Голышевская свита выделена А. И. Сидяченко [Сидяченко, 1980] со стратотипом на руч. Голый (правый приток р. Зырянка в верхнем течении). Позднее свита в разных разрезах изучалась многими исследователями [Сурмилова и др., 1980; Качанов и др., 1982, Мерзляков и др., 1987а,ф]. Ее границы и возрастной объем были существенно уточнены М. Х. Гагиевым [Гагиев, 1995], который предложил в качестве нового стратотипа разрез Хачиска-

Правый, расположенный на р. Хачиска (правый приток Серечена) и выделил в ее составе три подсвиты.

Свита сложена черными («сажистыми») глинистыми и алевритистыми известняками, которые чередуются в разрезе с алевролитами, аргиллитами, сланцами. Характерны маломощные прослои органогенно-обломочных, песчанистых и доломитистых известняков. На геологических картах свита ранее не картировалась: отложения, относимые к ней в современном понимании, рассматривались или в составе верхних горизонтов калгарской свиты, а в основном – в нерасчлененных образованиях эйфельского яруса.

В разрезе Хачиска–Правый по р. Хачиска мощность свиты достигает 900 м [Гагиев, 1995]. В разрезе Надозерный (восточный склон долины над оз. Серечен) в единственной точке на Северо-Востоке России в основании голышевской свиты найдены граптолиты *Monograptus yukonensis* J. et L., *Mon.* aff. *thomasi* J., *Mon. craigensis* J. [Корень, Шпикерман, 1989; Гагиев, 1995].

Голышевская свита повсеместно залегает на сереченозернинской, а перекрывается в большинстве разрезов контрастной гипсоносной свитой.

Возраст свиты, по данным М. Х. Гагиева, основанным на многочисленных находках конодонтов зон kitabicus – ensensis, определяется в интервале эмса – начала живета. Находки эмсских брахиопод *Spinatrypa* ex gr. *aspera* (Schloth.) в разрезе свиты на руч. Голый [Сидяченко, 1980] этому не противоречат [Решения … , 2009]. Граптолиты *Monograptus yukonensis* J. et L., *Mon.* aff. *thomasi* J., *Mon. craigensis* J., ранее считавшиеся пражскими, в материалах Третьего МВРСС приведены как характерные для эмса [Решения … , 2009]. Вместе с тем, указанные граптолиты обнаружены в свите совместно с зональной верхнепражской формой конодонтов *Polygnathus pirineae* Boersma [Мерзляков и др., 1987а,ф], поэтому принадлежность низов свиты к верхам пражского яруса не исключается.

Мощность оценивается в 1000–1100 м.

В верховьях Зырянки, на руч. Голый и возле оз. Прозрачное (Серечен) в отложениях свиты известны находки включений твердых битумов типа низших и средних антраксолитов [Клубов и др., 1989].

Гипсоносная свита на уровне среднего девона в ранге толщи впервые была охарактеризована в литературе В. М. Мерзляковым [Мерзляков, 1971; Мерзляков и др., 1987]. В ранге свиты отложения были представлены позднее М. Х. Гагиевым [Гагиев, 1995]. По причине литологической контрастности эти сульфатоносные отложения были выявлены на самых ранних этапах геологических исследований в районе и неоднократно освещались в геологических отчетах и литературе с начала 1930-х годов [Кротов, 1932; Каузов и др., 1935ф и др.], а известны были задолго и до этого – с 1915 г., судя по сохранившимся заявочным столбам на Сереченском месторождении гипса [Мерзляков, 1971; Мерзляков и др., 1987а,ф; Решетников и др., 1989ф]. Стратотипическим районом свиты является бассейн р. Серечен, где расположены многочисленные обнажения свиты [Мерзляков и др., 1987а,ф; Шпикерман, 1988; Гагиев, 1995].

Свита имеет весьма изменчивое строение по латерали. На левобережье р. Серечен она сложена почти полностью светло- и голубовато-серыми, белыми и водянисто-бесцветными гипсами, ангидритами и породами смешан-

ного состава. В нижней части свиты гипсы и ангидриты чередуются с черными и темно-серыми углеродисто-известковистыми сланцами, как в подстилающей голышевской свите, что указывает на постепенный, но быстрый переход от глубоководных отложений голышевской свиты к сульфатной гипсоносной свите. На правобережье р. Серечен существенно сульфатная толща замещается толщей переслаивания гипсов и ангидритов с черными углеродистыми известково-глинистыми сланцами и алевролитами, серыми загипсованными известняками. Характерной чертой толщи переслаивания является изобилие в ней самородной серы [Шпикерман, 1988]. К юго-востоку от басс. р. Серечен на правобережье р. Рассоха выклинивается и вышележащая сарыньская свита и с небольшим размывом ложится сразу на черные известняки голышевской свиты. Свита ранее на геологических картах не картировалась и отложения, относимые к ней, ранее рассматривались в составе живетского яруса.

Живетский возраст свиты в современной схеме [Решения … , 2009] основан на стратиграфическом положении свиты и на редких находках живетских конодонтов зоны Varcus [Гагиев, 1995]. Мощность оценивается в интервале от 150–200 до 300 м [Мерзляков и др., 1987].

К отложениям гипсоносной свиты приурочено Сереченское месторождение гипса и ангидрита (Госбалансом не учтено), которое, по данным разведанных авторских запасов, на нескольких участках относится к крупным (более 20 млн т [Решетников и др., 1989ф]), а по оцененным прогнозным ресурсам, более чем на порядок, превышающим количество запасов, вообще может относиться и к уникальным (более 200 млн т [Мерзляков и др., 1987]). Кроме гипсов и ангидритов в составе толщи интересны проявления самородной серы [Мерзляков, 1969; Шпикерман, 1988; Валитов и др., 1985ф].

Общая мощность объединенного подразделения – от 1150 до 1300 м.

Увязкинская СФЗ (10.4)

Увязкинский базальт-трахириолитовый осадочно-вулканогенный комплекс. Стратифицированные образования увязкинского осадочно-вулканогенного комплекса представлены увязкинской свитой. Субвулканические образования будут описаны в гл. «Магматизм».

Увязкинская свита ($D_{1\text{-}2}uv$) в ранге толщи была выделена Ю. М. Неклюдовым [Сурмилова и др., 1979ф] и названа по р. Увязка. Разрез толщи по одному из левых притоков Агынджи (Агындя) в 1973 г. был изучен А. И. Сидяченко [Ремизов и др., 1974ф; Сидяченко и др., 1975ф] и опубликован в работе [Савосина и др., 1976]. Позднее этот и другие разрезы толщи, а также ассоциирующие с увязкинской свитой интрузивные и субвулканические образования изучались геологами разных организаций на протяжении длительного времени [Натапов и др., 1977; Тектоника … , 1981; Тектоника, геодинамика … , 2001; Гагиев, 1987, 1995, 1996; Булгакова и др., 1990; Сурмилова и др., 1979ф; Мерзляков и др., 1987а,ф]. В ранге свиты отложения были представлены М. Х. Гагиевым [Гагиев, 1995]. Сводный разрез отложений указан по обнажениям руч. Увязка (правый приток р. Агындя) и в среднем течении р. Булкут. Свита в ранге толщи уверенно картировалась на среднемасштаб-

ных геологических картах [Государственная … , 1981; Государственная … , 1985а].

Свита имеет чрезвычайно сложный состав и представлена базальтами, трахидацитами, трахириолитами, риолитами, их туфами и лавобрекчиями, а также кремнистыми алевролитами, аргиллитами, фтанитами, граувакковыми песчаниками (массивные, параллельно- или косослоистые, часто градационно-зернистые). Наиболее мощные покровы вулканитов приурочены к средней части свиты. В верхней части характерны линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. По всему разрезу встречаются линзы темно-серых и черных, нередко брекчиевидных известняков (в т. ч. органогенно-обломочных и песчанистых) с заметной вулканокластической примесью. Очень детальный послойный разрез толщи в трехчленном варианте ее деления представлен А. И. Сидяченко по разным фрагментам в бассейне руч. Увязка [Сидяченко и др., 1975ф]. Общая мощность свиты в разрезе достигает 2500 м и более. В свите по разрезу определены табуляты *Subcladopora* (*=Echyropora) elegans* Dubat., ругозы *Acanthophyllum heterophyllum* (Е. – Н.), членики криноидей *Salairocrinus* sp., *Stenocrinus* sp., отмечены также неопределимые обломки брахиопод. Позднее именно этот разрез упоминался как стратотипический [Сурмилова и др., 1979ф, http://www.geomem.ru/mem_obj.php?id=901429].

На основании петрографического изучения пород и геохимических данных авторы [Сидяченко и др., 1975ф] делают вывод о разных условиях формирования частей толщи. Нижняя часть формировалась в условиях мощных трещинных излияний в морском бассейне на больших глубинах, при большой скорости осадконакопления. Средняя и верхняя – в условиях продолжения трещинных излияний в зоне небольших глубин и вулканических островов.

Нижняя граница свиты ни в одном из разрезов не установлена, так как всюду в ее подошве фиксируется надвиг, по которому увязкинская свита надвинута на отложения соседней Сереченской СФЗ. Что касается верхней границы – предполагается, что стратиграфически выше залегает безымянная толща (живет). В разных разрезах свиты известны находки конодонтов от зоны Upper inversus (низы верхнего эмса, сахинский горизонт) и зон serotinus и patulus (верхний эмс, сахинский горизонт) до зоны kockelianus (середина второй половины эйфеля, хачискинский горизонт) [Мерзляков и др., 1987а,ф; Гагиев, 1995]. Определенные формы табулят *Subcladopora* (*=Echyropora) elegans* Dubat. отвечают пражскому и эмсскому ярусам. Для этого же интервала характерны и различные виды ругоз рода *Acanthophyllum* [Решения … , 2009], причем последние в прежней ОСШ приводились как характерные для нижнего эйфеля [Решения … , 1978], а известны как в эйфельских отложениях в частности, и на правобережье р. Ясачная [Геология … , 1970], так и в эмсских отложениях на хр. Тас-Хаяхтах [Альховик, Ивановский, 1988; Альховик, Баранов, 2001]. В бассейне р. Булкут в отложениях свиты были найдены и другие ругозы – *Spongophyllum* sp. (син. назв. рода – *Neomphyma* [Ивановский, Шурыгина, 1975]) [Сурмилова и др., 1979ф]. Представители рода *Neomphyma* характерны для второй половины эмса [Решения … , 2009], а *Spongophyllum* известны в низах среднего девона Австралии [Ивановский, 1975]. Рассчитанный средний конкордантный возраст по цирконам из трахитов, проанализированных U-Pb методом, составляет 395 ± 2,9 млн лет

[Прокопьев и др., 2007], что отвечает окончанию эмса. Все эти данные не противоречат тому, что возраст свиты в настоящее время принят в объеме эмса–эйфеля [Решения … , 2009].

Общая мощность свиты оценивается в 2100–2650 м.

В бассейне р. Увязка отложения свиты, а также перекрывающие их верхнеюрские образования разбиты многочисленными трещинами, к которым приурочены жилы молочно-белого кварца (около 40 жил мощностью 0,4–0,8 м (до 1,5 м) и протяженностью 0,25–2 км). Большинство жил содержит пустоты с друзами кварца. Кристаллы пьезокварца имеют размеры от 1 до 6–7 см. Мелкие кристаллы более прозрачные, чем крупные (проявление Увязка) [Ремизов и др., 1974ф]. В отложениях увязкинской свиты отмечены также проявления медной минерализации [Мерзляков и др., 1987а,ф].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Рассошинская СФО (10)

Увязкинская СФЗ (10.4)

Западноаргатасская СФПЗ (10.4.1)

Безымянная толща (D_2bz) выделена М. Х. Гагиевым [Гагиев, 1995], распространена локально в тектоническом блоке вблизи устья р. Булкут. Сложена глинистыми, доломитистыми известняками, интенсивно перекристаллизованными и мраморизованными. На геологических картах ранее не картировалась. Непосредственно возле устья р. Булкут и по левому борту р. Рассоха чуть ниже по течению ранее картировались фаунистически не охарактеризованные живетские отложения. Из органических остатков в безымянной толще достоверно известны конодонты зоны Varcus (живет) и брахиоподы *Stringocephalus* sp., найденные именно возле устья р. Булкут [Гагиев, 1995]. Род *Stringocephalus* довольно однозначно указывает только на верхнюю половину живета (сарыньский горизонт, зона Stringocephalus burtini), что не противоречит принятому живетскому возрасту толщи [Решения … , 2009]. Видимая мощность толщи – более 100 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Вояхская и салажская свиты объединенные ($D_{2-3}vh+sl$) закартированны на очень ограниченных площадях правобережья р. Урультун, в бассейне среднего течения р. Тарусянка (левый приток р. Урультун).

Вояхская свита (по руч. Воях – левый приток руч. Красивый, в 7 км выше устья р. Сердар) впервые выделена и в общих чертах без описания стратотипа М. Н. Чугаевой [Богданов и др., 1960]. В качестве лектостратотипа В. П. Бутковым был предложен разрез в устье руч. Авр [Бутков, 1984], позднее полу-

чивший известность в литературе как разрез Авр-Устье [Гагиев, 1995, 1996]. Свиту слагают желтовато-серые, бурые, розовые или красные, тонкоплитчатые мергели, песчаники, алевролиты, доломитистые и известковистые песчаники, доломиты, глинистые и известковистые доломиты, доломитовые брекчии, гравелиты, конгломераты, доломитистые известняки, встречаются линзы гипсов и ангидритов, нередко значительной протяженности.

Разрез свиты на руч. Авр более полный по мощности (277 м) описан по правому водоразделу руч. Сердар (левый приток руч. Красивый) и его правобережью [Шабанов и др., 1992ф], где в нижней части среди красновато-серых известняков отмечены пачки известняковых гравелитов, а выше по разрезу возрастает роль пестроцветных известковистых песчаников, алевритистых мергелей и известковистых алевролитов. Выше согласно залегают серые известняки салажской свиты. Вояхская свита повсеместно с размывом и грубообломочными отложениями в основании залегает на урультунской свите, а перекрывается согласно салажской свитой.

Живетский возраст отложений (преимущественно поздний живет) основан на редких находках табулят, брахиопод и конодонтов. На территории листа определяющее для возраста значение имеют находки брахиопод *Stringocephalus burtini* Defr. и *Spinatrypa domochotovi* Rzon., характеризующих зону Stringocephalus burtini (сарыньский горизонт). Конодонты в известных на территории листа в описанных М. Х. Гагиевым разрезах (Урультун-Ракушк, Авр-Устье, Красивый, Омулевка–Снежный и Омулевка–Коралловый) отвечают зоне Varcus [Гагиев, 1995].

Таким образом, из девонского разреза Тасканской зоны выпадает практически весь эйфельский уровень и часть живета. Фациальные изменения в составе отложений свиты очень контрастны даже в пределах небольших площадей известных выходов.

Максимальная мощность свиты оценивается в 500 м [Шабанов и др., 1992ф].

В вояхской свите известны проявления гипсов и ангидритов, широко распространенные в бассейне р. Омулёвка [Хандожко и др., 1981ф], одиночные – на реках Дарпир-Юрях и Улахан-Нагаин [Клочков и др., 1979ф].

Салажская свита (по руч. Салага – левый приток руч. Авр (по топокартам – левый приток р. Ирис) выделена М. Н. Чугаевой [Богданов и др., 1960] со стратотипическим разрезом в устье руч. Авр – разрез Авр-Устье [Гагиев, 1995, 1996]. Свита сложена органогенно-обломочными и пелитоморфными известняками, ракушечниками, отмечаются прослои доломитов, известняков, чередующихся с аргиллитами и сланцами. Полный разрез свиты (455 м) в береговых обрывах левого борта руч. Красивый (левый приток руч. Ирис) [Шабанов и др., 1992ф] в нижней части представлен чередованием известняков и доломитов, выше по разрезу – известняков и доломитистых известняков, иногда органогенных. Выше – черные алевролиты отложений, относимых к авринской свите. В нижней части разреза определены брахиоподы *Spinatrypa* cf. *bodini* Mansuy, в верхней – *Spinatrypa tubaecostata* Paeck., *Hypothyridina* cf. *calva* Markovskii и *Spinatrypa* cf. *nana* Khalf.

Салажская свита повсеместно согласно залегает на вояхской свите, а перекрывается авринской. Франско-раннефаменский возраст свиты основан на

многочисленных конодонтах зон Asymmetricus, Anc. triangularis и crepida и брахиоподах *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll.), *Spinatrypa* cf. *nana* Khalf. и др., причем брахиоподы дают только франский уровень, а конодонты характеризуют весь разрез франа (котохбалыктахский горизонт) и низы фамена (половина уочатского горизонта) [Гагиев, 1995; Решения … , 2009].

Максимальная мощность свиты может составлять более 500 м.

Общая мощность объединенного подразделения – от 700 до 1000 м.

Гармычанская СФЗ (7.5)

Дарымская толща и момская свита объединенные (D_{2-3}dr+*mm*) картируются впервые: разрозненными большими блоками, реже линейно вытянутыми фрагментами в зонах тектонических нарушений в широкой полосе от правобережья Омулевки ниже устья руч. Сланцевый до верховий левых притоков р. Тарын-Юрях (правый приток р. Мома). Ранее отложения рассматривались в составе нерасчлененных до ранга местных подразделений живетского и франского ярусов.

Дарымская толща (по р. Дарым – левому притоку р. Омчикчан) выделена М. Х. Гагиевым [Гагиев, 1995] там же, где и харитоньинская – в долине руч. Короткий и наращивает последнюю вверх по разрезу после тектонического нарушения. Разрезы живетских отложений, относимых к дарымской толще немногочилены и известны в верхнем течении р. Зырянка и ее левых притоков, в верхнем течении р. Талбыгыр [Сурмилова и др., 1974ф], в бассейне р. Хара-Улах [Хандожко и др., 1981ф]. Отложения толщи представлены серыми и желтовато-серыми доломитами и песчанистыми доломитами. Ранее эти отложения картировались в ранге живетского яруса.

Один из фрагментарных разрезов известен в береговых обрывах р. Хара-Улах в 8–9 км от устья [Хандожко и др., 1981ф], где толща сложена доломитами, среди которых выделяются две пачки – нижняя (более 40 м) и верхняя (3–4 м), в последней характерны прослои доломитовых песчаников.

Живетский возраст толщи принят по редким находкам брахиопод *Stringocephalus* sp. [Гагиев, 1995] и *Emanuella* ex gr. *takwanensis* (Kays.) [Хандожко и др., 1981ф] (зона Stringocephalus burtini, сарыньский горизонт [Решения … , 2009]), а также ругоз *Digonophyllum* cf. *spiciferum* Bespr. [Хандожко и др., 1981ф] того же уровня [Решения … , 2009].

Мощность отложений в стратотипическом разрезе на руч. Короткий (Короткий–Эйфель [Гагиев, 1995]) составляет 325 м, в бассейне р. Талбыгыр – 250 м, а максимально оценивается не менее, чем в 350 м.

Момская свита (по р. Мома) выделена А. И. Сидяченко [Сидяченко, 1980] на левобережье р. Хара-Уулах. Объем, возрастные границы и площадь распространения свиты были существенно уточнены работами М. Х. Гагиева 1985–1989 гг. [Гагиев, 1995], который выделил в ней три подсвиты. Свита сложена темно-серыми глинистыми и доломитистыми известняками, также известны в ее составе доломиты с разной степенью известковистости и терригенной примеси, алевролиты, аргиллиты, песчаники и гравелиты. В качестве стратотипа свиты А. И. Сидяченко рассматривал разрез на левобережье р. Хара-Улах (правобережье руч. Харитон), но мощность отложений там,

как по его данным [Сидяченко, 1980], так и по разрезам «Харитон-I, -II» М. Х. Гагиева [Гагиев и др., 1988], составляет лишь 250 м. Один из более значимых по мощности (750 м) разрезов на левобережье р. Зырянка в ее верховьях в районе устья руч. Голый [Алешко и др., 1974ф] сложен переслаиванием различных по интенсивности серого цвета и зернистости известняков, характерно присутствие линз и прослоев кремней. Выше залегает зырянкинская свита верхнего девона – карбона. В разрезе собраны брахиоподы *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* (Murch.) и *Cyr.* ex gr. *communis* Sidjach. Наиболее обособленные выходы (около 250 м) известняков и доломитистых известняков момской свиты, охарактеризованные переходными живет-франскими табулятами и ругозами, известны в верхнем течении р. Талбыгыр [Сурмилова и др., 1974ф].

Свита повсеместно согласно перекрывает дарымскую толщу, а стратиграфически выше нее лежит переходная от девона к карбону зырянкинская свита. Франско-фаменский возраст свиты базируется на многочисленных находках брахиопод и конодонтов, менее значима роль табулят и ругоз. На территории листа среди прочих найдены брахиоподы *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll.), *Muc. fractus* Ljach., *Cyrtospirifer rectangularis* Peetz., *Cyr. tschernyschewi* Khalf., *Cyr.* ex gr. *communis* Sidjach., которые, соответственно, характеризуют все три зоны франа (котохбалыктахский горизонт) – Mucrospirifer novosibiricus (сегенняхский подгоризонт), Mucrospirifer fractus / Adolfispirifer jeremejevi (маучанский подгоризонт), Theodossia anossofi (коралловый подгоризонт) и обе зоны фамена – Cyrtospirifer tschernyschewi (уочатский горизонт) и Cyrtospirifer kurban (бургаликаменский горизонт) [Решения … , 2009]. Многочисленные находки конодонтов указывают на зоны от нижнего франа (Asymmetricus) до верхов фамена (Expansa), кроме самой верхней зоны этого яруса (Praesulcata) [Гагиев, 1995].

На левобережье р. Зырянка вблизи устья руч. Голый М. Х. Гагиевым изучено несколько разрезов момской свиты, мощность отложений в которых с увеличением доли карбонатных пород в составе свиты растет, достигая 970 м (разрез Водопадный) и 2000 м (сводный рарез по трем – Зырянка–Валунный, Зырянка–Верхний, Валунный) [Гагиев, 1995]. Общее изменение мощности – от 750 до 2000 м.

Общая мощность объединенного подразделения – от 1000–2300 м.

Рассошинская СФО (10)

Сереченская СФЗ (10.3)

Сарыньская и сохская свиты объединенные ($D_{2-3}sr+sh$) закартированы там же, где и нижележащие отложения голышевской и гипсоносной свит.

Сарыньская свита впервые выделена Ю. Н. Поповым в середине 1940-х годов [Стратиграфический … , 1959] в бассейне р. Сарынь (левый приток р. Зырянка), по которой названа. Позднее свита неоднократно изучалась рядом исследователей [Сидяченко, 1980; Мерзляков и др. 1987; Гагиев и др., 1988, 1995]. Свита сложена известняками, доломитистыми и органогенно-

обломочными известняками и доломитами, кроме них в отложениях свиты встречены массивные серые песчанистые известняки и кремни. Отложения свиты изучены во многих разрезах, но стратоип не указан. Опорный разрез свиты на правобережье руч. Валунный в 4,5 км от устья [Константиновский и др., 1970ф; Сурмилова и др., 1979ф] представлен большей частью известняками, реже их доломитистыми разностями, доломитами и ракушняками. Мощность свиты в этом разрезе – 585 м.

Свита залегает как согласно на гипсоносной свите, так и с размывом ложится на голышевскую свиту, на участках полного выклинивания гипсов и ангидритов. Перекрывается всегда сохской свитой франского яруса. Позднеживетский возраст свиты основан на находках брахиопод *Stringocephalus* ex gr. *burtini* Defr., *Elmaria kolymensis* Sidjach. (зона Stringocephalus burtini, сарыньский горизонт) [Решения … , 2009] на р. Сарынь и в других разрезах, строматопор *Actinostroma clathratum* Nich. [Алешко и др., 1974ф] того же возраста. Такая трактовка возраста подтверждается в других разрезах и единичными конодонтами зоны Varcus [Гагиев, 1995].

По данным М. Х. Гагиева, который выделял в свите три подсвиты, их суммарная мощность достигает 950 м. На базе свиты выделен одноименный горизонт региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009].

По живетским известнякам и доломитам в верхнем течении р. Зырянка на ее левобережье ниже устья руч. Голый, на опытном заводе ВНИИСТРОМ МПСМ СССР (Москва) проведены испытания, показавшие пригодность пород для производства различных строительных материалов [Алешко и др., 1974ф], однако никакой оценки запасов и прогнозных ресурсов на отчетной стадии работ в те годы не проводилось.

Сохская свита выделена М. Х. Гагиевым [Мерзляков и др., 1987; Гагиев и др., 1988] со стратотипом на правобережье среднего течения руч. Гай (левый приток р. Серечен возле устья). Позднее этот разрез получил название Аэрогай [Гагиев, 1995]. Ранее на геологических картах свита не картировалась – отложения, относимые к ней, рассматривались или в составе франского яруса (на картах), или в составе момской свиты (в схеме А. И. Сидяченко). Свиту слагают известняки (глинистые, доломитистые, органогенно-обломочные и песчанистые) с горизонтами и пачками мергелей. Наболее полный (650–700 м) и фаунистически охарактеризованный разрез свиты (разрез Аэрогай) опубликован в литературе М. Х. Гагиевым [Гагиев и др., 1988]. Этот разрез считается стратоипом сарыньской и сохской свит.

Свита везде согласно залегает на сарыньской свите верхней половины живета, а перекрывается переходной к карбону тургоякской свитой. Возраст свиты (фран – ранний фамен) уверенно определяется на богатых конодонтовых комплексах зон Asymmetricus (низы франа, котохбалыктахский горизонт, сегенняхский подгоризонт) – Lower marginifera (середина фамена, верхи уочатского горизонта) [Гагиев, 1995]. Найденные в отложениях свиты брахиоподы *Cyrtospirifer rectangularis* (Peetz.) и *Cyrtospirifer* ex gr. *communis* Sid., соответственно, отвечают зонам Theodossia anossofi (верхи франа, котохбалыктахский горизонт, коралловый подгоризонт) и Cyrtospirifer tschernyschewi (нижняя половина фамена, уочатский горизонт) [Решения … , 2009].

М. Х. Гагиев выделял в составе отложений две подсвиты, суммарная мощность которых может достигать 800 м [Гагиев, 1995, 1996]. Вариации мощности свиты определяются в интервале 600–800 м.

Общая мощность объединенного подразделения – от 1100 до 1700 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские–раннекаменноугольные отложения распространены в большинстве СФЗ Селеннях-Омулевской, Рассошинской и Алазейской СФО.

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская СФЗ (7.4)

Авринская свита (D_3–C_1av) (по руч. Авр – левому притоку р. Ирис) как переходная часть разреза от девона к карбону в Тасканской СФЗ выделена и описана М. Х. Гагиевым [Гагиев, 1995] со стратотипом, наращивающим разрез вояхской и салажской свит в устье руч. Авр – разрез Авр-Устье. Свиту слагают массивные и полосчатые темно-серые и черные известково-кремнистые и углеродистые алевролиты и аргиллиты. Характерны прослои и линзы темно-серых тонкоплитчатых известняков с линзовидно-очковой текстурой, иногда мелкодетритовых с горизонтами фосфоритовых конкреций.

Разрез свиты в береговых обрывах руч. Красивый ранее был описан как стрелкинская свита [Шабанов и др., 1992ф]. Свита здесь сложена различными известняками (оолитовые, глинистые и др.) при подчиненной доле алевролитов, иногда углистых. Мощность по разрезу – 195 м, что полностью совпадает и с данными М. Х. Гагиева (разрез Красивый), выше согласно залегают породы угрюминской свиты карбона.

Авринская свита повсеместно согласно залегает на салажской свите, замещаясь по латерали в разрезах южнее листа Q-55 стрелкинской свитой*. Возраст свиты определяется поздним фаменом – началом турне в основном по богатым конодонтовым комплексам [Гагиев, 1995], характеризующим зоны Crepida – Delicates crenulata [Решения … , 2009].

Мощность свиты, по данным М. Х. Гагиева, около 190–200 м.

---

* Распространенная к югу от листа Q-55 стрелкинская свита по литологическому составу идентична авринской, однако стратиграфический объем свит разный. Нижняя возрастная граница стрелкинской свиты соответствует границе франа и фамена, а авринской свиты – границе нижнего и верхнего фамена. Эти отличия и стали основанием для выделения М. Х. Гагиевым новой авринской свиты [Шпикерман и др., 1991ф] *(Прим. науч. ред)*.

Гармычанская СФЗ (7.5)

Зырянская свита (D_3–C_1zr) (по р. Зырянка)[**] была выделена при ГСР-200 листа Q-55-XXII [Алешко и др., 1974ф]. На геологических картах свита ранее не картировалась, ее характеристики приводились только в текстах отчетов, а на картах отложения рассматривалась в составе нерасчлененных образований нижнего карбона. Распространена преимущественно в тех же разрезах, где известна момская свита. Отложения представлены доломитистыми и глинистыми известняками с прослоями известковистых доломитов, в направлении к северо-западу увеличивается количество терригенных пород.

Наиболее представительные и фаунистически охарактеризованные разрезы свиты, согласно, с постепенной, нечеткой границей, залегающей на момской, расположены в бассейне левобережья р. Хара-Уулах (разрезы Харитон-1, Харитон-2) [Гагиев и др., 1988]. Общая мощность свиты в них – 650–675 м. Более высокие ее слои здесь не наблюдались.

Свита повсеместно залегает на момской, а перекрывается, по- видимому, сергеляхской свитой нижнего карбона: достоверные соотношения с последней не установлены. Переходный от позднего фамена до турне возраст свиты основан на находках конодонтов зон Praesulcata (верхи фамена, нижняя часть каменковского горизонта, таргимский подгоризонт) и Duplicata (нижний турне, каменковский горизонт, верхння часть). Фаменский уровень подтверждается также табулятами *Michelinia rossica* Sem. [Решения … , 2009].

В направлении на юго-восток с увеличением роли карбонатных пород, по данным М. Х. Гагиева [Гагиев, 1995, 1996], мощность свиты возрастает до 1500 м.

Зырянская свита завершает разрез девонских и девонско-каменноугольных отложений Гармычанской СФЗ и отражает переходный тип разреза от карбонатных и терригенно-карбонатных фаций к карбонатно-терригенным и сульфатоносным отложениям Рассошинской СФО.

Рассошинская СФО (10)

Сереченская СФЗ (10.3)

Тургоякская свита (D_3–C_1tr) впервые выделена Ю. Н. Поповым и названа по оз. Тургояк (гидроотметка 942,4 м) на водоразделе верхних течений рек Зырянка и Бочера [Стратиграфический … , 1959]. Впоследствии разрезы свиты многократно изучались М. Х. Гагиевым [Гагиев и др., 1988, 1995, 1996], который существенно откорректировал состав и возрастной объем свиты, предложил ее двучленное деление на подсвиты. Тургоякская свита сложена часто чередующимися темно-серыми и зеленовато-серыми кремнистыми аргиллитами и алевролитами, фтанитами, известковистыми аргилли-

[**] Орфография употребляемого в большинстве материалов названия «зырянкинская свита» исправлена в соответствии с Прил. 1, п. 2.1.б СК-2019 *(Прим. науч. ред.)*.

тами, известняками (кремнистыми, глинистыми, глинисто-кремнистыми, органогенно-обломочными и песчанистыми), отмечаются прослои туффитов. М. Д. Булгакова в составе свиты отмечает фтаниты с многочисленными радиоляриями, собственно радиоляриты, а также фациально замещающие те и другие спонголиты. По ее данным, радиоляриевые силициты-фтаниты и радиоляриты составляют до 80 % объема пород толщи [Булгакова, 1976а]. В разрезе Аэрогай свита согласно наращивает сохскую свиту [Гагиев, 1988], характерно присутствие по всей мощности кремнистых пород – фтанитов, кремнистых алевролитов и аргиллитов, редко – пепловых туфов.

Свита во всех известных разрезах перекрывает сохскую свиту, а выше стратиграфически согласно лежит сергеляхская свита. Возраст тургоякской свиты первоначально считался исключительно раннекаменноугольным. Фаменско-турнейский возраст в современных представлениях основан на богатых конодонтовых комплексах, собранных и определенных М. Х. Гагиевым. Найденные им конодонты характеризуют зоны Up. Marginifera (середина фамена, бургаликаменский горизонт, ламский подгоризонт) – Punctatus (середина турне, каменковский горизонт, верхняя часть) [Решения … , 2009].

Мощность свиты М. Х. Гагиев оценивал в интервале 575–600 м, к северо-западу в верхнем течении р. Зырянка она возрастает и до 800 м [Гагиев, 1995].

В разрезе на р. Бочера в отложениях тургоякской свиты установлены прослои конкреционных фосфоритов с содержанием P_2O_5 – 31–31,58 % [Булгакова, 1976а; 1976б], что позволяет говорить и о практической значимости подобных рудопроявлений.

Свита завершает разрез девонско-каменноугольных отложений Сереченской СФЗ, в которой проявляются черты переходного типа от карбонатных и карбонатно-терригенных фаций Гармычанской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО к разрезам Увязкинской СФЗ Рассошинской СФО с синхронными проявлениями магматической деятельности и, как следствие, с привносом вулканогенного материала в состав отложений.

Алазейская СФО (6)

Нерасчлененные отложения девона – нижнего карбона этой области, к которой относится северо-восточная часть листа, представлены одной свитой.

К е н к е л ь д и н с к а я с в и т а (D_3-C_1kn) (по р. Кенкельды – правый приток р. Кыллах) выделена и названа И. М. Русаковым [Русаков и др., 1971ф] в ранге толщи с разрезами по рекам Кенкельды и Кыллах. Позже общая характеристика толщи была опубликована в литературе [Русаков и др. 1974]. Впоследствии по результатам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф] состав отложений и возрастные границы толщи были существенно пересмотрены. В опубликованных работах она по-прежнему рассматривалась в ранге толщи [Русаков и др., 1975; Лычагин и др., 1977; Гагиев, 1996], а на геологических картах уже фигурировала в ранге свиты [Кац и др., 1975ф, 1980ф; Алешко и др., 1984ф; Государственная … , 1981а; Государственная … , 1989а], расчленяемой на подсвиты или толщи. Стратотип свиты в электронном ресурсе уникальных геологических объектов России указан в одном разрезе с вышележащей

хоппытской свитой. Свита представлена туфоалевролитами, пепловыми туфами смешанного состава, спилитами(?)*, базальтами, андезитами, их туфами, туфопесчаниками, кремнистыми породами, вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, граувакками, кремнисто-глинистыми и хлорит-эпидот-альбитовыми сланцами, линзами сургучных яшм и пелитоморфных известняков. По составу она подразделяется на две подсвиты. В нижней существенную роль играют олистолиты, сложенные сильно метаморфизованными базальтами и известняками; для верхней – характерно преобладание туфогенных и терригенных разностей. Разрезы многочисленны, но носят фрагментарный характер – в них представлены, как правило, только отдельные интервалы разных подсвит. Сводный разрез свиты (1500–1800 м) известен на р. Кенкельды (три фрагмента) и р. Кыллах (один фрагмент) [Русаков и др., 1971ф].

Почти все породы претерпели начальную стадию зеленокаменного изменения до хлорит-серицит-кварцевых сланцев, мраморов, нередко катаклазированы и милонитизированы, что сильно затрудняет их диагностику.

Туфы лав основного и среднего составов, сами лавы, слагающие свиту, в зонах интенсивных дислокаций, дробления, развальцевания претерпели интенсивный метаморфизм и превратились в глаукофан-пумпеллиит-кварцевые, хлорит-эпидот-альбитовые, актинолит-пумпеллиит-эпидот-хлоритовые, а также альбит-глаукофан-кварц-хлоритовые сланцы. Не исключено, что часть этих пород (метабазальты, метаграувакки), подверженных именно глаукофансланцевому метаморфизму, является лишь переотложенным кластическим материалом в составе свиты, слагая в т. ч. и крупные олистолиты. Все сланцы близки между собой по структурно-текстурным особенностям и различаются по соотношению того или иного породообразующего минерала. Текстура неясносланцеватая, сланцеватая, структура – гранобластовая и лепидогранобластовая.

Среди известняков в составе отложений свиты выделено два типа [Кац и др., 1980ф].

Первый тип прослежен в элювиальных развалах по правобережью р. Камчатка среди кварцитов и серицит-кремнистых сланцев верхней подсвиты. В них собраны онколиты (катаграфии?) *Nubecularites* sp. – форма, нахождение которой возможно в палеозое [Кац и др., 1980ф]. Аналогичные известняки были описаны в коренном обнажении среди серицит-кремнистых сланцев в среднем течении правого притока р. Орто-Тирехтях.

Второй тип – мраморизованные известняки в виде округлых глыб (от 20–30 см до 1–1,5 м), встреченные среди кварц-серицитовых сланцев и кварцитов по правому борту р. Камчатка, в 5 км выше по течению. Из них собран докембрийский комплекс онколитов *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Ves. cras-*

* Спилиты (терминология первоисточников) как таковые на Алазейском плоскогорье признаются не всеми исследователями. Есть мнение о том, что эти породы представляют собой переработанные в зонах разломов вулканиты «древней» кремнисто-вулканогенно-осадочной толщи, представленные только в кластическом материале, в т. ч. и в олистолитах в составе кенкельдинской свиты. Андезиты, базальты и их туфы этой не установленной на поверхности толщи имеют шаровидную отдельность, принимаемую нередко исследователями за шаровую отдельность спилитов [Гуляев и др., 1975].

sus Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Vol. zonalis* Nar., *Ambigolamellatus norridus* Z. Zhur., *Osagia monolamellosa* Z. Zhur. [Кац и др., 1980ф].

Определения онколитов из обоих типов известняков выполнены З. А. Журавлевой (ГИН АН СССР). Скорее всего, именно в известняках второго типа найдены и ранее известные в литературе остатки сине-зеленых водорослей [Иванов, 1975; Лычагин и др., 1977]. Этот тип известняков, видимо, является, в отличие от первого, безусловно олистостромовым.

Другие органические остатки в кенкельдинской свите неизвестны. И. М. Русаковым с соавторами [Русаков и др., 1971ф], а позднее и Н. А. Шило с соавторами [Шило, Мерзляков и др., 1973] упоминали также об остатках скелетов радиолярий и о яшмах с радиоляритами.

Нижняя граница свиты не установлена. Стратиграфически выше кенкельдинская свита перекрывается хоппытской свитой нижнего карбона, причем граница разными авторами интерпретируется по-разному: или как согласная, или с размывом под хоппытской или отчегыйкудерайской свитой. Отсутствие у исследователей единого подхода к объему и границам свиты породило и явные нестыковки к их пониманию в материалах Третьего МВРСС [Решения … , 2009]. В девонском срезе толща как таковая отсутствует, а в карбоновом появляется ее верхняя часть.

Возраст свиты условно принимается в объеме от начала фамена до второй половины позднего турне по стратиграфическому положению ниже фаунистически охарактеризованных отложений хоппытской и отчегыйкудерайской свит. Катаграфии рода *Nubecularites* известны в отложениях самой верхней части юдомской свиты (докембрий) Сеттэ-Дабана [Юдомский … , 1970], докембрия [Работнов и др., 1965] и кембрия [Васильев и др., 1967; Павленко, 2012] Забайкалья. Вероятно, здесь на Алазейском плоскогорье, они, как и уже упоминавшиеся онколиты докембрия, являются переотложенными и не могут служить надежным фактором в определении возраста свиты.

Общая мощность свиты варьирует от 1500 до 2300 м [Легенда … , 2002].

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения на площади листа проявлены довольно широко в границах трех структурно-формационных областей – Селеннях-Омулевской, Рассошинской и Алазейской. Наиболее фациально разнообразные отложения картируются в трех типах разрезов двух зон Рассошинской области, а менее всего этот этап осадконакопления проявлен в Селеннях-Омулевской СФО. В Алазейской и Рассошинской областях стратифицированные осадочные образования ассоциируют с проявлениями этапов вулканической и магматической деятельности, что обусловило деление Увязкинской СФЗ в Рассошинской СФО на структурно-формационные подзоны (СФПЗ), а не на стратиграфические районы (рис. 5).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Рассошинская СФО (10)

Сереченская СФЗ (10.3)

Сергеляхская свита (C_1sr) выделена Ю. Н. Поповым в 1945 г. в бассейне верхнего течения р. Зырянка [Стратиграфический … , 1959] и названа по оз. Сергелях). Разрезы свиты позднее изучались другими исследователями [Геология … , 1970; Мерзляков, 1971; Ганелин, 1974; Гагиев и др., 1988]. В качестве стратотипа М. Х. Гагиевым рассматривался разрез по р. Сарынь (левый приток р. Зырянка) [Гагиев и др., 1988]. Сергеляхская свита сложена доломитистыми известняками с редкими горизонтами известняков, глинистых и органогенно-обломочных известняков, количество которых несколько возрастает в направлении к югу. Разрезы известны на р. Сарынь, по руч. Фауновый, в верховье р. Агындя (разрезы Сарынь, Фауновый, Элен, Надежда [Гагиев, 1995]) а также в районе устья р. Серечен (Гай-Нижний, Аэрогай, Бофор) [Гагиев, 1995]. Все разрезы характеризуют только части свиты с фрагментами, мощность которых не превышает 300 м.

Сводный разрез (более 850 м) свиты детально охарактеризован фаунистически и в обобщенном описании опубликован М. Х. Гагиевым [Гагиев и др., 1988]. По всему разрезу преобладают в различной степени окремненные и доломитистые известняки.

Свита повсеместно залегает на тургоякской, а перекрывается магарской. Возраст свиты принимается в объеме позднего турне – визе (верхи каменковского горизонта – неруинский горизонт), что подтверждается находками табулят, брахиопод и конодонтов. Среди первых определяющее значение имеют формы *Syringopora reticulata* Goldf. и другие, характерные для верхней части каменковского горизонта и большей части турне (кроме верхов). Всему неруинскому горизонту (верхи турне – нижний визе) отвечают брахиоподы *Leptaenella analoga* (Phill.), а его верхней части (комплекс Moderatoproductus zyrjankensis, верхняя половина нижнего визе) – *Echinoconchus* ex gr. *elegans* (M′Coy). Найденные конодонты характерны для верхней половины турне (зоны Crenulata – Typicus) [Решения … , 2009].

Ввиду отсутствия полных разрезов сведений о вариациях мощностей нет. Мощность принимается около 850 м.

Алазейская СФО (6)

Хоппытская свита (C_1hp) (по р. Хоппыт-Юрях (на топокартах – Хаппыт-Юрях) – правый приток р. Кыллах) выделена и закартирована на междуречье Кыллах–Алазея [Кац и др., 1975ф; Государственная (исток р. Кыллах) … , 1981]. Свита сложена алевролитами, туфоалевролитами, известковистыми алевролитами, аргиллитами, вулканомиктовыми и известковистыми песчаниками, андезитами, часто порфировыми, и их туфами, пепловыми туфами, туффитами, гравелитами, конгломератами, линзами, желваками известняков

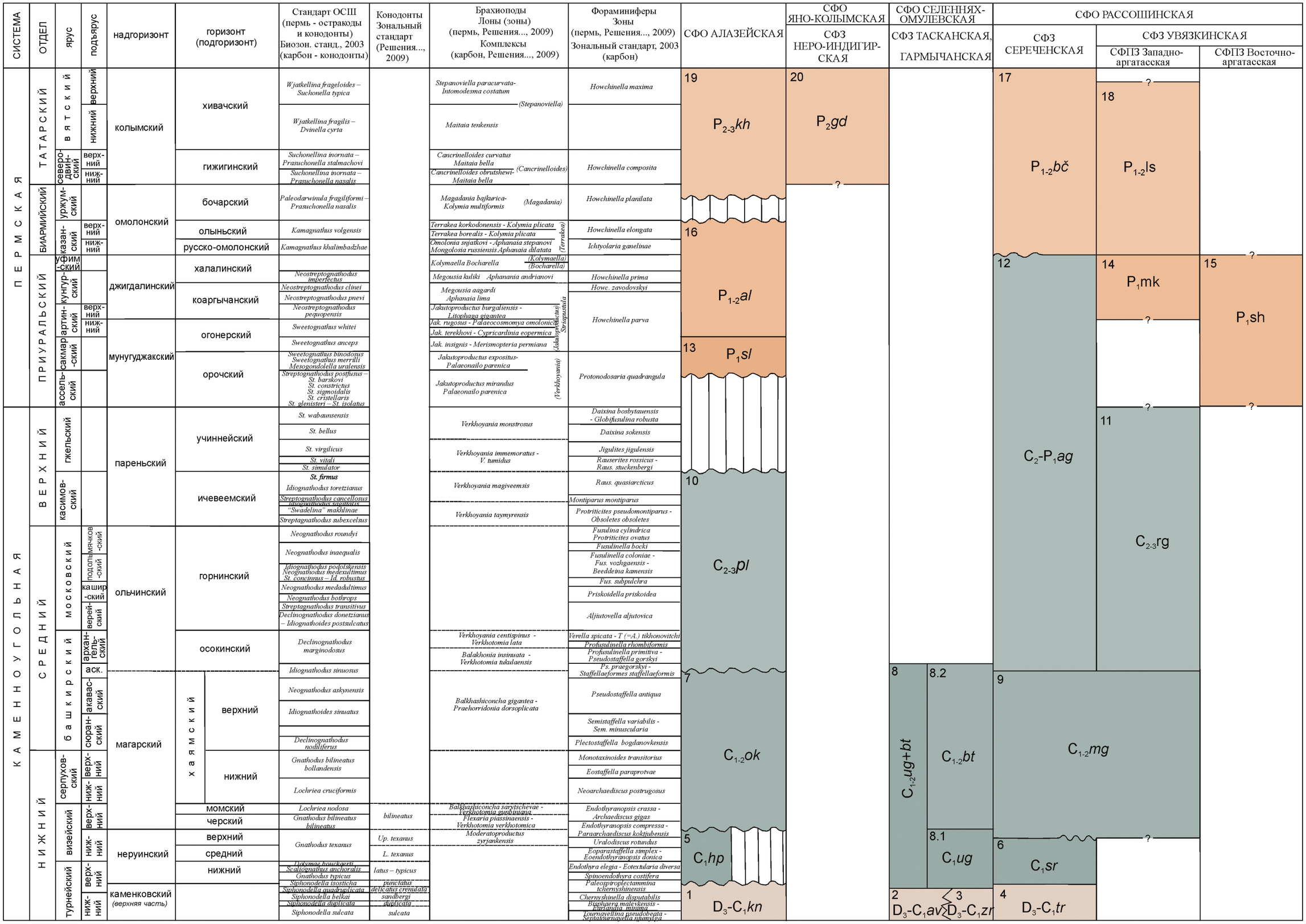


Рис. 5. Схема корреляции стратифицированных образований карбона–перми территории листа Q-55 – р. Мома.

Свиты и толщи: 1 – кенкельдинская свита, 2 – авринская свита, 3 – зырянкинская свита, 4 – тургоякская свита, 5 – хоппытюряхская толща, 6 – сергеляхская свита, 7 – отчегыйкудерайская свита, 8 – угрюминская и батьковская свиты, объединенные (8.1 – угрюминская, 8.2 – батьковская), 9 – магарская свита, 10 – пологская свита, 11 – рогатинская толща, 12 – агиджинская свита (с озернинской пачкой), 13 – сылгыюряхская свита, 14 – максуровская толща, 15 – сахарымнанская толща, 16 – алазейская свита, 17 – бочерская свита, 18 – лесновская толща, 19 – кыллахская свита, 20 – геоидная свита.

Q-55 Вклейка. Заказ 42014100

и прослоями песчанистых известняков. Среди характерных черт этих пород можно отметить цемент пепловых туфов, пропитанный рудной пылью и остатки скелетов радиолярий в туффитах.

Схематический разрез свиты, составленный по отдельным коренным выходам и элювиальным развалам, известен в верховьях правой составляющей р. Сылгы-Юрях [Кац и др., 1975ф]. В его основании – базальные конгломераты (70 м), выше – андезиты (70 м), которые сменяются чередованием вулканомиктовых песчаников, туфоалевролитов, туффитов, туфов андезитов с прослоями известковистых песчаников. Общая мощность по разрезу – 500 м.

Свита во всех разрезах с размывом, но без явно выраженного углового несогласия залегает на кенкельдинской свите девона–карбона, и с такими же соотношениями перекрывается отчегыйкудерайской свитой нижнего–среднего карбона. Турнейско-визейский возраст свиты (поздний турне – ранний визе) основан на находках брахиопод *Brachythyris* cf. *pecularis* Shum., *Athyris* ex gr. *royssii* Eveille. Тому же возрасту отвечают и редкие находки мшанок *Dyscritella* aff. *mergenensis* Popeko, *Fenestella (=Rectifenestella) compressa* (Ulrich.). Первый вид брахиопод уверенно указывает на турне (заключение Р. И. Кутыгина (ИГАБМ СО РАН, Якутск), а представители мшанок рода *Fenestella* известны в нижнем карбоне Чукотки [Геология … , 1970].

В других разрезах мощность свиты несколько ниже: до 280 м (правый склон долины р. Хаппыт-Юрях) и 430 м (р. Кыллах). Возрастание мощности до 750 м отмечено на западной окраине Алазейского плоскогорья – в бассейне р. Бадяриха, в нижнем течении р. Камчатка и ее правого безымянного притока, в верхнем и нижнем течении р. Орто-Тирехтях [Кац и др., 1980ф].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Тасканская (7.4)*, Гармычанская* (7.5) *СФЗ*

Угрюминская и батьковская свиты объединенные ($C_{1-2}ug+bt$) закартированы на локальных участках в бассейне ручьев Авр и Красивый, в среднем течении р. Дарым и на междуречье Омчикчан–Омулевка. Небольшие фрагменты этих свит выделены вдоль приосевой части хр. Гармычан в междуречье Зырянка–Рассоха. Ранее обе свиты отражались при крупномасштабном геологическом картировании в бассейне руч. Красивый [Шабанов и др., 1992ф]. До этого времени отложения рассматривались на всех геологических картах в составе нерасчлененных турнейского и визейского ярусов.

Угрюминская свита (по руч. Угрюмый – правый приток р. Таскан, в 45 км южнее листа Q-55) выделена В. М. Мерзляковым [Мерзляков, 1966, 1971] со стратотипом на руч. Стрелка (междуречье Урультун–Уочат в 25 км южнее листа Q-55). Разрезы свиты на территории листа известны на ручьях Красивый и Авр (разрезы Красивый и Авр-Устье [Гагиев, 1995]).

Свита сложена темно-серыми и коричневато-серыми известняками, градационно-зернистыми (до мелкогравийных) участками органогенно-обломочными в отдельных прослоях, чередующимися с темно-серыми и черными кремнистыми алевролитами и аргиллитами.

Разрез свиты (215 м) на руч. Красивый (левый приток руч. Ирис, впадающего справа в р. Омулёвка выше устья р. Инанья) [Шабанов и др., 1992ф] представлен преимущественно песчанистыми известняками, реже органогенными и глинистыми известняками. В известняках найдены конодонты *Bispathodus stabilis* Br. et M., *Polygnathus communis communis* Br. et M., *Pseudopolygnathus (=Polygnathus)* aff. *longiposticus* Br. et M. и плохой сохранности брахиоподы.

Залегает свита на авринской свите, а перекрывается батьковской. Возраст свиты принят в интервале турне–визе. Уровень турне в разрезах на территории листа подтверждается находками конодонтов зон Duplicata (нижний турне) – Delicatus crenulata (низы верхнего турне). Верхнему турне также отвечают находки фораминифер *Hyperimina vulgaris* var. *minor* Raus. И др., близкие виды которых характерны для пограничных слоев турне и визе [Решения … , 1978]. Визейский уровень основан только на находках конодонтов в разрезах южнее территории листа [Гагиев, 1995].

По данным М. Х. Гагиева [Гагиев, 1995], полная мощность свиты в разрезе на руч. Красивый – 170 м (разрез Красивый – парастратотип свиты), а в разрезе Авр-Устье неполная мощность – более 75 м. Данных о каких-либо вариациях мощностей в выходах отложений на левобережье Омулевки и в других местах на территории листа нет, но южнее, по данным М. Х. Гагиева, мощность свиты составляет не менее 400–450 м [Гагиев, 1995]. В верховьях р. Рассоха мощность свиты достигает 700 м.

Батьковская свита (по руч. Батько – левому притоку р. Таскан в среднем течении, в 55 км южнее листа Q-55) выделена О. Н. Омировым изначально в ранге толщи [Омиров и др., 1972ф; Караваева, 1974; Государственная … , 1976]. На территории листа неполные разрезы свиты известны на ручьях Красивый и Авр (разрезы Красивый и Авр-Устье [Гагиев, 1995]). Свиту слагают алевролиты с прослоями туфогенных пород и известняков. В разрезе по руч. Красивый (90 м) отложения свиты согласно наращивают угрюминскую свиту [Шабанов и др., 1992ф] и представлены различными алевролитами, иногда окремненными, в средней части отмечен пласт тонкозернистых известняков (20 м). Верхние горизонты срезаны разломом. Близкие данные по мощности в этом разрезе и в разрезе Авр-Устье (95 и 100 м соответственно) приведены и М. Х. Гагиевым [Гагиев, 1995]. Верхняя граница свиты на территории листа не установлена, на соседних территориях она перекрывается прибавкинской свитой [Стратиграфический … , 1977; Решения … , 2009].

В отложениях свиты по руч. Красивый М. Х. Гагиевым определены визейские конодонты зоны Texanus (средний и верхний подгоризонты неруинского горизонта), что позволяет ее датировать визейским временем, а по данным полных разрезов южнее площади листа верхняя граница свиты проводится чуть выше верхней границы магарского надгоризонта, т. е. в верхней части башкирского яруса [Решения … , 2009].

Мощность свиты в пределах листа оценивается в 90–100 м, а южнее – по данным М. Х. Гагиева, который ограничивал объем свиты визейским и серпуховским ярусами – не менее 600–800 м и даже около 1000 м [Гагиев, 1995]. В верховьях р. Рассоха мощность увеличивается до 200 м.

Общая мощность объединенного подразделения – от 300 до 900 м.

Угрюминская и батьковская свиты представляют весь карбон Тасканской и Гармычанской СФЗ на территории листа Q-55.

Рассошинская СФО (10)

Сереченская СФЗ (10.3) ***и Увязкинская СФЗ*** (10.4)

Западноаргатасская СФПЗ (10.4.1)

Магарская свита ($C_{1-2}mg$) (по р. Магар – местному названию р. Зырянка [Ганелин и др., 1974ф]) выделена Ю. Н. Поповым в 1947 г. в верховьях р. Зырянка [Попов, 1949; Стратиграфический … , 1959]. В стратотипе, расположенном на руч. Фауновый (левом притоке р. Бочера), по биостратиграфическим данным установлено скрытое стратиграфическое несогласие в соотношении магарской свиты с подстилающей сергеляхской [Ганелин., 1974; Гагиев, 1995]. В связи с этим Ганелин [1973ф] предложил выделять гипостратотип магарской свиты на р. Сарынь, где выявлены наиболее древние магарские комплексы беспозвоночных и обоснована непрерывность пограничных отложений сергеляхской и магарской свит.

В Сереченской СФЗ свита сложена пепловыми туфами, переслаивающимися с кремнистыми туффитами и туфопесчаниками. Отмечаются прослои известняков, которые преобладают в нижней части свиты. Палеонтологическая характеристика содержит обильные комплексы брахиопод, часто встречаются гастроподы, ругозы, криноидеи и фораминиферы, существенно реже обнаруживаются двустворки, а находки трилобитов и аммоноидей единичны [Ганелин, 1973ф]. Нижняя, преимущественно известковистая, часть свиты в гипостратотипе охарактеризована брахиоподами *Flexaria piassinaensis* (Einor) и *Verkhotomia verkhotomica* Sokolskaja, являющимися ключевыми таксонами основания магарского надгоризонта [Решения … , 2009]. Для корреляции свиты с одновозрастными стратонами других районов Колымо-Омолонского региона значимы брахиоподы *Tolmatchoffia tenuicostata* (Ustritsky), *T.* aff. *robusta* (Tolmatschew), *Plicatifera plicatilis* (Sowerby), *Bailliena nudymiensis* Sarytcheva, *Alifera zabajkalica* Kotlyar, *Karavankina paraelegans* (Sarytcheva), *Inflatia inflata* (McChesney), *I. sibirica* Sarytcheva и др. [Позднепалеозойские … , 1977; Решения … , 2009]. Большинство групп ископаемых беспозвоночных позволяет относить магарскую свиту к верхам нижнего и низам среднего карбона [Брахиоподы … , 1977]. Визейский возраст нижней части свиты обоснован находкой аммоноидей *Goniatites granosus* Portlock на руч. Фауновый [Руженцев, 1975].

В восточной окраине Сереченской СФЗ на р. Рассоха (напротив устья р. Булкут) в магарской свите собраны брахиоподы видов *Balachonia silimica* (Semikh.), *Anidanthus* ex gr. *diksoni* (Einor) и неопределимых до вида предста-

вителей родов *Settedabania* и *Kochiproductus* [Мерзляков и др., 1987ф]. Комплекс беспозвоночных из указанного местонахождения свидетельствует о принадлежности вмещающих отложений к магарскому надгоризонту, предположительно, к верхней его части.

В Западноаргатасской подзоне магарская свита охарактеризована темно-серыми, зеленовато-серыми и черными туффитами, туфоалевролитами и кремнистыми аргиллитами с редкими прослоями туфопесчаников и окремненных песчанистых и алевритистых известняков. Палеонтологических остатков свита в подзоне лишена. Эти отложения в Западноаргатасской подзоне М. Х. Гагиев [1995] предложил выделять в качестве самостоятельной – ураданской толщи, однако название такое не может использоваться, поскольку изначально оккупировано М. И. Тереховым и Е. Ф. Дылевским [1988] для юрских образований в том же районе.

Магарская свита отвечает верхней части визейского, всему серпуховскому и нижней части башкирского ярусов; является стратотипической для одноименного регионального надгоризонта [Решения … , 2009]. Мощность свиты изменяется от 140–400 м в Сереченской СФЗ до, предположительно, 1500–2000 м в Западноаргатасской СФПЗ.

Алазейская СФО (6)

О т ч е г ы й к у д е р а й с к а я с в и т а ($C_{1-2}ok$) была выделена на правобережье р. Оччугуй-Кудерай (р. Отчегый-Кудерай – правый приток р. Седедема (Федотиха) [Русаков и др., 1974] из состава ранее выделявшейся седедемской толщи [Русаков и др., 1971ф]. Свиту слагают преимущественно туфогенно-терригенные отложения, в основании часто присутствуют гравелиты и конгломераты. Отмечаются отдельные прослои кремнистых пород, песчанистых и органогенно-детритовых известняков.

Разрез свиты по двум фрагментам в нижнем и среднем течении р. Оччугуй-Кудерай [Николаев Ю. Т. и др., 1975ф] начинается с конгломератов (100–120 м), а выше залегают туфопесчаники, туфоалевролиты, нередко известковистые, отмечены радиоляриевые туфы, песчанистые известняки, роль которых нарастает вверх по разрезу. Самые верхи свиты в этом разрезе слагают снова туфопесчаники с прослоями туфов и туфолав среднего состава. Мощность по обоим фрагментам, соответственно, 330–400 м и 330–400 м. С учетом вероятного перекрытия частей разреза общая мощность свиты оценивалась авторами в 600 м. Над конгломератами найдены мшанки *Fenestella multispinosa* Ulrich. и *Fen. simplex* sp. nov., выше брахиоподы – *Streblotrypa* cf. *radialis* Ulrich., по всему разрезу отмечены находки фораминифер и флоры.

Свита с размывом в основании и со слабо выраженным угловым несогласием залегает на разных уровнях хоппытской свиты, в редких случаях – сразу на кенкельдинской свите. Перекрывается везде пологской свитой среднего–верхнего карбона. Ранне-среднекаменноугольный возраст свиты (магарский надгоризонт) основан на определениях комплексов фораминифер и мшанок, причем эти формы более характеризуют только нижний карбон, а уровень башкирского яруса подтверждается находками брахиопод *Dictyoclostus gruenwaldti* (Krot.) [Решения … , 2009].

Возрастание мощности, как и в случае с хоппытской свитой, но менее значительно – до 670 м отмечено на западной окраине Алазейского плоскогорья: в бассейне р. Бадяриха, в верхнем и нижнем течении р. Орто-Тирехтях [Кац и др., 1980ф].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Рассошинская СФО (10)

Увязкинская СФЗ (10.4)

Западноаргатасская СФПЗ (10.4.1)

Рогатинская толща ($C_{2-3}rg$) (по руч. Рогатый – левому притоку руч. Лесной) выделена на западном склоне хр. Арга-Тас в междуречье Урадана и руч. Лесного (левые притоки р. Булкут) [Мерзляков и др., 1987а,ф; Терехов, Дылевский, 1988; Терехов, Дылевский, Ликман, 1988]. Ранее эти отложения рассматривались в составе куранахсалинской толщи [Сурмилова и др., 1979ф; Государственная (устье Булкута) … , 1987]. Опорный разрез толщи составлен Е. Ф. Дылевским [Мерзляков и др., 1987а,ф] поперек водораздела от руч. Кустарниковый до руч. Спокойный (левобережный бассейн руч. Лесной). В составе рогатинской толщи преобладают темно-серые и черные глинистые и кремнисто-глинистые породы, на долю которых приходится более половины ее разреза. Другой характерный компонент толщи – вулканокластические и вулканогенно-осадочные образования: темные или, реже, светлые зеленовато-серые туфы базальтов преимущественно псаммитовой размерности (мелко- и среднеобломочные, редко крупнообломочные) и туфопесчаники – от мелко- до крупнозернистых, иногда туфогравелиты и мелкогалечные туфоконгломераты. Все эти породы приурочены главным образом к нижней половине разреза, где слагают горизонты мощностью до 100–150 м (максимально – до 300 м). Редко они находятся в тонком (1–2 см) переслаивании с глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. В виде линз, прослоев (мощностью не более 1 м) отмечаются известняки, известковистые песчаники и алевролиты. Среди туфов преобладают кристаллокластические и лито-кристаллокластические разности, состоящие из обломков плагиоклаза, клинопироксена (нередко хорошо сохранившегося) и базальтов. Последние многочисленны в песчаниках. Обломочный материал туфогравелитов включает следующие разновидности пород:

1) оливин-клинопироксеновые базальты;
2) клинопироксен-плагиоклазовые трахибазальты;
3) афировые базальты;
4) базальты с хорошо выраженной долеритовой структурой;
5) полнокристаллические оливин-клинопироксеновые породы;
6) порфировые и афировые риолиты;
7) порфировые трахиты.

Толща согласно залегает на магарской свите [Мерзляков и др., 1987а,ф], соотношение с более молодой максуровской толщей тектоническое. Башкирский возраст части рогатинской толщи, вскрывающейся в междуречье Ку-

старникового и Спокойного, основан на присутствии гониатитов *Parayakutoceras* sp. [Терехов, Дылевский, Ликман, 1988] и брахиопод *Verchojania* sp. [Решения … , 2009]. Распространенные по обоим берегам р. Урадан ниже устья руч. Максур относительно монотонные алевролиты с остатками криноидей, предположительно, относятся к московскому ярусу и верхнему карбону. Мощность составляет 1200–1400 м.

Алазейская СФО (6)

П о л о г с к а я с в и т а ($C_{2-3}pl$) (по руч. Пологий – левому притоку р. Эгелях) была выделена в бассейне р. Кыллах [Русаков и др., 1974] в ранге толщи из состава ранее выделявшейся седедемской толщи [Русаков и др., 1971ф]. Свиту слагают в основном вулканогенно-терригенные породы, отмечаются редкие покровы базальтов, андезибазальтов, линзы и прослои туфов, туффитов, ракушняков, в низах разреза местами распространены гравелиты и конгломераты.

Разрезы свиты носят большей частью фрагментарный характер. В качестве стратотипического рассматривается разрез р. Оччугуй-Кудерай [Розенкранц и др., 2000ф; Легенда … , 2002], но мощности изученных там фрагментов составляют 190 м (видимая) и 446–506 м [Николаев Ю. Т. и др., 1975ф]. Более мощный (не менее 950 м) разрез свиты, составленный по нескольким фрагментам, известен на руч. Пологий в среднем и верхнем течении [Кац и др., 1975ф] со ссылкой и на более ранние материалы [Русаков и др., 1971ф]. Самая нижняя часть разреза при этом описана еще на руч. Курун-Юрюе, в 2 км от устья (правобережье р. Кыллах в 15–16 км к северо-востоку от основного разреза). В основании разреза – мелкогалечные конгломераты и гравелиты (3 м), которые выше по разрезу сменяются разнообразными туфогенными породами среднего, реже основного состава. Присутствуют кремнистые породы, редко мелкогалечные конгломераты и известковистые песчаники. Ранее этот же разрез в несколько ином виде был представлен в составе седедемской толщи [Русаков и др., 1971ф], тогда же были выполнены основные сборы фауны.

Свита повсеместно с размывом и конгломератами в основании залегает на отчегыйкудерайской свите, а перекрывается с угловым несогласием уже сылгыюряхской свитой перми. Основными фаунистическими реперами, определяющими положение свиты в среднем–верхнем карбоне (ольчинский и парeньский надгоризонты), служат брахиоподы. Ведущее значение имеют находки *Jacutoproductus cheraskovi* Kasch., характерные для этих надгоризонтов [Решения … , 1978]. На более узкий возрастной интервал (конец башкирского века – московский век) указывают формы *Rhynchopora nikitini* Tschern. (ольчинский надгоризонт), а московскому ярусу и низам касимовского отвечают брахиоподы *Taimyrella pseudodarvini* Einor. (горнинский и ичеваемский горизонты), причем в совместном нахождении эти виды характерны только для горнинского горизонта (московий) [Решения … , 2009]. Учитывая отсутствие находок, характеризующих уччинейский горизонт (верхняя половина парeньского надгоризонта), возраст свиты принят в объеме среднего–позднего карбона (вторая половина башкирского века, московский и касимовский века).

Мощность свиты оценивается не менее чем в 900–950 м.
Пологской свитой завершается разрез карбона Алазейской СФО.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Рассошинская СФО (10)

Сереченская СФЗ (10.3)

Агиджинская свита (C_2–P_1ag) (по р. Агындя) выделена Ю. Н. Поповым в 1945 г. В бассейне верховьев р. Зырянка [Попов, 1949, 1958; Стратиграфический … , 1959]. В. Г. Ганелиным и др. [1974ф] в качестве стратотипа свиты рассмотрен разрез по руч. Фауновый (басс. р. Бочера), недостатком которого является существенная неполнота. Поскольку свита в полном объеме в едином разрезе нигде не вскрывается, ее строение устанавливается лишь на основе ряда хорошо увязанных опорных разрезов [Ганелин и др., 1974]. Свита согласно залегает на магарской свите нижнего–среднего карбона, перекрывается согласно и, местами, с размывом бочерской свитой перми.

Аргиллиты и алевролиты слагают преимущественно нижнюю часть свиты, верхняя часть – туффитовая с прослоями туфоалевролитов, туфов, спонголитов, линзами известняков. На руч. Фауновый свита (около 230 м) наращивает разрез магарской свиты [Алешко и др., 1974ф] и сложена чередованием пачек сланцев и алевролитов, реже песчаников и известняков. Характерно присутствие туффитов (внизу) и туфогенных песчаников (по всему разрезу).

Обнаруженные в нижней части свиты аммоноидеи *Diaboloceras ruzhencevi* Andrianov, *Parayakutoceras secretum* Popow, *Aclistoceras felix* Ruzhencev, *Stenopronorites omolonicus* Ruzhencev et Ganelin и др. [Попов, 1970; Руженцев, 1975] (осокинский горизонт ольчинского надгоризонта) позволяют содержащий цефалопод интервал разреза уверенно относить к верхней половине башкирского яруса. Важными элементами осокинского горизонта являются брахиоподы *Verchojania centispinus* (Ganelin) и *Jakutella sarytschevae* Abramov [Решения … , 2009]. Горнинский горизонт московского яруса охарактеризован брахиоподами *Neochonetes carboniferus* (Keyserling), *Verchojania* sp., *Taymyrerella pseudodarwini* (Einor), а в пареньском надгоризонте верхнего карбона встречены представители родов *Verchojania*, *Rhynoleichus* и *Attenuatella* [Решения … , 2009].

Наиболее богатый комплекс беспозвоночных мунугуджакского надгоризонта был собран Е. П. Сурмиловой в верховьях р. Агындя (истоки руч. Сланцевый): брахиоподы родов *Jakutoproductus, «Cancrinella», Anidanthus, Leiorhynchus, Rhynchopora*, а также двустворки родов *Streblopteria* и *«Aviculopecten»* [Сурмилова и др., 1979ф].

В верхней части агиджинской свиты выделяется пачка относительно грубозернистых пород, названая В. Г. Ганелиным с коллегами [1974ф] озернинской толщей (по руч. Озерный бассейна р. Бочера). Исходя из материалов среднемасштабной съемки [Сурмилова и др., 1979ф], помимо верховьев

р. Зырянка, аналоги озернинской толщи распространены и в левобережном бассейне р. Рассоха выше устья р. Булкут. В составе рассматриваемого интервала преобладают туффиты и алевролиты. В нижней части озернинской толщи присутствуют прослои туффитов сферолитовых, а верхняя сложена силицитами и кремнистыми алевролитами. Из ракушечниковых прослоев средней части толщи выявлен богатый комплекс беспозвоночных, включающий фораминиферы *Omoloniella dilemma* (Gerke), *Rectoglandulina venusta* Filimonova, *Howchinella* cf. *jacutica* Schleifer, *Howchinella* cf. *reliqua* (Gerke), брахиоподы *Striapustula koninckiana* (Keyserling), *Megousia kuliki* (Fredericks), *Tumarinia barajensis* Solomina, *Alispiriferella ordinaria* (Einor), аммоноидеи *Epijuresanites musalitini* Popow [Андрианов, 1985; Решения … , 2009; Филимонова, 2015]. Приведенный комплекс характерен для лоны Megousia kuliki – Aphanaia andrianovi нижней части халалинского горизонта джигдалинского надгоризонта [Ганелин и др., 2001]. Немногим выше по разрезу развиты ракушечниковые прослои, содержащие брахиопод вида *Bocharella zyrjankensis* Ganelin et Lazarev зоны Kolymaella–Bocharella верхней части халалинского горизонта, сопоставляемой с уфимским ярусом нижней перми [Решения … , 2009]. Отсюда же происходят мелкие фораминиферы *Hemigordius* aff. *netchajevi* K. M. Maclay, *Protonodosaria praecursor* (Rauser), *P. proceraformis* (Gerke), *Nodosinelloides bogatirevi* (Igonin), *N. krotowi* (Tcherdynzev), *Rectoglandulina pusilla* Karavaeva et Nestell, *R. pseudoborealis* Sossipatrova и другие виды [Филимонова, 2015].

Возраст агиджинской свиты (с озернинской толщей) принимается в интервале от верхнего подъяруса башкирского яруса до уфимского яруса нижней перми, что соответствует ольчинскому, пареньскому, мунугуджакскому и джигдалинскому региональным надгоризонтам [Решения … , 2009]. Мощность варьирует в пределах 500–1700 м [Легенда … , 2002].

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения перми на территории листа развиты в трех структурно-формационных областях – Яно-Колымской, Рассошинской и Алазейской (рис. 5). В двух последних областях пермский этап осадконакопления ознаменовался и магматической активностью.

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Рассошинская СФО (10)

Увязкинская СФЗ (10.4)

Западноаргатасская СФПЗ (10.4.1)

Максуровская толща (P_1mk) (по руч. Максур – правому притоку р. Урадан) выделена в междуречье Лесного и Урадан бассейна р. Булкут [Мерзляков и др., 1987а,ф; Терехов, Дылевский, 1988; Терехов Дылевский, Ликман, 1988]. Ранее эти отложения включались в состав куранахсалинской толщи [Сурмилова и др., 1979ф; Государственная (устье Булкута) … , 1987].

Основные разрезы расположены в междуречье Спокойного, Тенистого (басс. руч. Лесной) и Максур (басс. р. Урадан). Нижняя граница достоверно нигде не установлена. В опорном разрезе наблюдается тектонический контакт с более древней рогатинской толщей и согласный стратиграфический с перекрывающей – лесновской – толщей. Сложена неяснослоистыми сильно измененными алевролитами с пачками (до 1–5 м, изредка до 5–30 м) туфоалевролитов и туфопесчаников, реже – пепловых туфов. Отмечаются мощные (до 200–250 м) пачки базальтов. Отличительной чертой является присутствие в алевролитах многочисленных известковистых и туфовых прослоев (обычно 20–40 см) с обильными остатками брахиопод и мшанок.

В основании толщи выделяется 20–30-метровая пачка туфов, насыщенных органогенным детритом – продуктом механического разрушения беспозвоночных (преимущественно гастропод) [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Вероятно, из этой пачки происходят находки нижнего комплекса беспозвоночных, представленных брахиоподами *Sowerbina* sp. и *Spiriferella* sp. коаргычанского горизонта джигдалинского надгоризонта [Решения … , 2009]. Следующий уровень беспозвоночных, отделенный от вышерассмотренного мощной пачкой базальтов, охарактеризован брахиоподами *Megousia* sp., *Spiriferella* aff. *ordinaria* Einor, *Taimyrella flaebelliformis* (Einor), характеризующими тот же коаргычанский горизонт, но более высокую его часть [Решения … , 2009]. Отнесение верхней части толщи к халалинскому горизонту, являющемуся верхним региональным подразделением приуральского отдела перми, основано на находках брахиопод *Megousia* cf. *kulikii* (Fredericks), *Tumarinia* sp., *Neospirifer kedonensis* Einor, *N.* cf. *tricostatus* Zavodowsky, *Rhynchopora* sp., *Tomiopsis* sp. и *Attenuatella* sp. [Мерзляков и др., 1987а,ф; Решения … , 2009].

По установленным комплексам брахиопод возраст толщи определяется в интервале от верхней части артинского до уфимского ярусов приуральского отделов, что соответствует джигдалинскому региональному надгоризонту. Мощность оценивается в 1000–1180 м [Легенда … , 2002].

Восточноаргатасская СФПЗ (10.4.2)

Сахарымнанская толща (P_1sh) (по руч. Сахарымнан – правому притоку р. Рассоха) выделена М. И. Тереховым и Е. Ф. Дылевским в осевой части и на восточном склоне Арга-Тасского хребта [Мерзляков и др., 1987а,ф; Терехов, Дылевский, 1988] и включена в Верхояно-Колымскую СЛ [Легенда … , 2002]. Ранее это образование картировалось как части куранахсалинской и шумнинской толщ верхнего палеозоя, а также в составе илиньтасской свиты верхней юры [Государственная … , 1985а].

Соотношения с подстилающими и перекрывающими стратонами неизвестны, поскольку на западе толща ограничена крупным разломом, а на востоке ее выходы закрыты широкой аллювиальной долиной руч. Весёлый [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Основной разрез представлен серией обнажений от руч. Весёлый по его левому притоку до перевала Аргатасского хребта и далее от истоков р. Урадан до устья руч. Максур.

Толща делится на существенно сланцевую и вулканогенную части, переход между которыми постепенный. При изучении разреза палеозойских отложе-

ний восточного склона хр. Арга-Тас М. И. Терехов и Е. Ф. Дылевский [1988] пришли к выводу, что вулканогенная часть толщи не является самостоятельной стратиграфической единицей, а представляет собой выклинивающуюся к северо-востоку линзу среди кремнисто-глинистых отложений.

Существенно сланцевая часть, ранее относившаяся к куранахсалинской толще [Сурмилова и др., 1987ф] и изученная в левобережном бассейне руч. Весёлый и в верховьях р. Урадан [Мерзляков, 1987а,ф], сложена темно-серыми и серыми глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, филлитами и рассланцованными алевролитами с более редкими пачками песчаников. Отмечаются единичные прослои известковистых алевролитов, насыщенных мшанками.

Нижняя пачка существенно сланцевой части толщи выделена в обнажении на левом берегу руч. Всёлый, где М. И. Терехов и Е. Ф. Дылевский [1988] в ракушечниковом прослое собрали брахиоподы, определенные В. Г. Ганелиным как *Jakutoproductus* cf. *burgaliensis* Ganelin, *Spiriferella* sp., что позволило отнести вмещающие отложения к зоне burgaliensis основания джигдалинского надгоризонта [Решения … , 2009].

В 2,5 км западнее этой точки, в пачке рассланцованных алевролитов Е. П. Сурмилова выявила известковистые прослои и линзы, в которых были найдены криноидеи рода *Cyclocyclicus*, брахиоподы неясной таксономической принадлежности и чешуи лучеперых рыб [Сурмилова и др., 1979ф]. Немногим южнее, в протяженном непрерывном разрезе толщи, примерно на этом же уровне Е. П. Сурмиловой были отмечены прослои известковистых алевролитов с отпечатками мшанок [Сурмилова и др., 1979ф], в одном из которых позднее М. И. Терехов и Е. Ф. Дылевский [1988] обнаружили брахиоподы *Neospirifer* cf. *kedonensis* Einor. В этом же разрезе, но на несколько сот метров выше Е. П. Сурмилова [Сурмилова и др., 1979ф] отмечала присутствие линз (20–30 см) глинистых известняков с обломками призматического слоя «колымий». Приблизительно оттуда же происходят сборы ископаемой флоры, которую Ю. Г. Гор определил как *Cardioneura* sp., *Cardioneura? tomiensis* Zal., *Pursongia?* sp., *Cordaites?* sp. [Терехов, Дылевский, 1988].

Разрезы вулканогенной части, ранее относившейся к шумнинской толще [Сурмилова и др., 1979ф], известны в верховьях руч. Весёлый (правый приток р. Куранах-Сала), в истоках р. Шумная [Ремизов и др., 1974ф; Сурмилова и др., 1979ф] и в верховьях р. Урадан [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Эту часть толщи слагают базальты миндалекаменные и массивные, местами порфировые, часто пиллоу-лавы покровы от 10 до 100–300 м (по Е. Ф. Дылевскому – сахарымнанский трахибазальтовый комплекс [Терехов, Дылевский Ликман, 1988]), чередующиеся с подчиненными им пачками (от 5 до 40–80 м) черных глинистых, глинисто-кремнистых, углеродисто-глинистых и кремнисто-карбонатных сланцев, кремнистых алевролитов. Вулканиты наибольшей мощности достигают в бассейне р. Рассоха, а в истоках р. Шумная (правый приток р. Зырянка) ближе к осевой части хр. Арга-Тас полностью выклиниваются [Терехов, Дылевский Ликман, 1988], в то же время восточнее сохраняются в разрезе [Ремизов и др., 1974ф; Филиппов и др., 1976ф; Государственная … , 1987в]. В пространственном отношении толща ассоциирует с образованиями верхнесаха-

рымнанского пикрит-габбрового комплекса, которые прорывают(?) отложения толщи преимущественно по межпластовым срывам.

Основные разности вулканогенных пород описаны в следующем виде [Филиппов и др., 1976ф].

Базальты альбитизированные («спилиты») – зеленовато-серые и сиренево-серые массивные породы. Они характеризуются порфировой и миндалекаменной структурой. Вкрапленники составляют 5–15 % объема породы и представлены таблитчатыми кристаллами альбитизированного плагиоклаза (альбит № 3–5) размером от 0,5 до 2–3 мм. Основная масса состоит из удлиненных альбитизированных микролитов плагиоклаза и мелких зернышек магнетита. В основной массе присутствует большое количество карбоната, замещающего микролиты плагиоклаза и хлорита, развившегося по стеклу. Структура основной массы – спилитовая. Широко развитые миндалины имеют округлую форму и размер 1–2 мм. Выполнены они карбонатом, реже хлоритом и эпидотом.

Базальты порфировые – темно-зеленые, зеленые, зеленовато-серые массивные породы с порфировой, миндалекаменной, реже афировой структурой. Порфиробласты составляют 5–15 % объема породы и представлены широкими таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (от андезина № 45 до лабрадора № 60–65), моноклинного пироксена (титан-авгита) и единичными зернами полностью серпентинизированного оливина. Размер зерен колеблется от 0,2–0,5 до 1–2мм. Основная масса породы обладает интерсертальной структурой. Она состоит из микролитов плагиоклаза (андезин № 30–40), образующих спутанно-волокнистую текстуру, и зерен авгита. Интерстиции заполнены стеклом и продуктами его девитрификации. Рудный минералт – магнетит. Миндалекаменные разности пород характеризуются широким развитием вторичных процессов. Плагиоклаз альбитизирован, карбонатизирован, эпидотизирован. Миндалины округлой формы имеют размер от 1 до 2–3 мм. Выполнены они кальцитом, хлоритом, эпидотом, кварцем.

Туфы псаммитовые лито-кристаллокластические – светло-зеленые и черные рассланцованные породы. Обломочная часть – 25–50 % от массы породы. Обломки остроугольной формы представлены главным образом плагиоклазом (андезин № 32–33) от 0,1–0,3 до 1–2 мм. Иногда зерна плагиоклаза изогнуты и раздроблены. Реже отмечаются обломки эффузивов основного состава и кварцитов. Цементирующая масса – серицит-биотит-кварцевый агрегат с карбонатом, сланцеватой текстуры. Структура гранобластовая, катакластическая.

Палеонтологические данные, полученные из существенно сланцевой части толщи [Сурмилова и др., 1979ф; Терехов, Дылевский, 1988], указывают на артинско-уфимский возраст вмещающих отложений (джигдалинский надгоризонт). По данным составителей соседнего листа Q-56 Госгеолкарты-1000/3 (письменное сообщение 2019 г.), в субвулканическом теле базальтов чахаданского вулканического комплекса, сопоставляемого П .П. Лычагиным и М. И. Тереховым [Мерзляков и др., 1987а,ф] с базальтами сахарымнанской толщи, получена раннепермская U-Pb SHRIMP датировка – 295,9 ± 2,3 млн лет (ассель). Эти данные позволяют относить сахарымнанскую толщу к приуральскому отделу перми. Учитывая, что нижняя граница сахарымнанской толщи нигде не установлена, а значительная часть ее разреза не освещена ни остатками

фауны, ни изотопными датировками, толща может включать в себя и верхи карбона.

Видимая мощность составляет 3000–4000 м [Терехов, Дылевский, 1988].

Алазейская СФО (6)

Сылгыюряхская свита (P_1sl) выделена в ранге толщи [Русаков и др., 1974, 1975] из состава седедемской толщи (серии) и впервые закартирована уже в ранге свиты в бассейне р. Сылгы-Юрях (левый приток р. Седедема (Федотиха) и по правобережью самой р. Седедема (Федотиха) [Кац и др., 1975ф]. Свиту слагают алевролиты и аргиллиты, обычно туфогенные, с прослоями туфопесчаников. Разрезы свиты большей частью фрагментарные, из которых наиболее значимый по мощности (560–670 м) известен в нижнем течении р. Сылгы-Юрях [Кац и др., 1975ф], где он представлен чередованием пачек переслаивания алевролитов и туфоалевролитов, туффитов, вулканомиктовых песчаников. Разрез охарактеризован довольно богатыми фаунистическими остатками.

Свита с угловым несогласием залегает на пологской свите карбона, а перекрывается или согласно алазейской толщей или сразу с размывом, более верхней, кыллахской свитой. Ассельско-сакмарский возраст свиты [Решения … , 2009] основан большей частью на комплексах брахиопод, характерных для орочского горизонта (нижняя часть мунугуджакского надгоризонта). Наиболее значимы в этом отношении находки на правобережье р. Седедема (Федотиха) ниже устья р. Сылгы-Юрях *Verkhoyania mednicovi* (Zav.) и *Anidanthus kolymaensiformis* Zav. (сборы М. И. Терехова, 1974 г. опр. В. Г. Ганелина [Кац и др., 1975ф]) – оба вида характерны для лоны Jakutoproductus expositus [Решения … , 2009]. Учитывая отсутствие видов самой нижней зоны асселя Jacutoproductus mirandus, предполагается наличие перерыва в основании перми Алазейской СФО.

Достоверные данные о вариациях мощности свиты отсутствуют, она принимается в интервале 560–670 м [Государственная … , 1980а].

ПРИУРАЛЬСКИЙ–БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛЫ

Алазейская СФО (6)

Алазейская толща ($P_{1-2}al$) (по р. Алазея) выделена геологами НИИГА [Русаков и др., 1971ф]. Отложения, слагающие толщу, представлены разнообразными кислыми (часто умереннощелочными) вулканитами, среди которых преобладают трахириолиты и их туфы с характерной вишнево-красной и вишнево-серой окраской. Отмечаются единичные прослои туфопесчаников и туфоалевролитов.

Наиболее полный (570 м) разрез толщи в среднем течении р. Кыллах, в 4,5 км ниже устья р. Кенкельды [Русаков и др., 1971ф] сложен в основном кислыми лавами и их туфами с редкими прослоями кремнистых аргиллитов.

Толща согласно залегает на сылгыюряхской свите и с размывом перекрывается кыллахской свитой верхней перми. Местами толща полностью эродирована. Возраст свиты – артинско-казанский, который определяется в основном по брахиоподам и двустворкам, характерным для верхней половины мунугуджакского надгоризонта, джигдалинского и омолонского надгоризонтов. Мунугуджакскому надгоризонту отвечают находки брахиопод *Neospirifer subfasciger* (Lich.) (нижний артин, верхняя часть огонерского горизонта), мунугуджакскому и джигдалинскому – двустворки *Streblopteria* (=*Streblochondria*) *englegardti* (Etyeridge et Dun) (вторая половина нижнего артина – кунгур: верхняя треть огонерского горизонта – нижняя половина халалинского горизонта). В наиболее верхних слоях отмечаются брахиоподы рода *Terrakea*, характерные для русско-омолонского и олыньского горизонтов омолонского надгоризонта (казанский ярус биармийской перми) [Решения … , 2009].

Радиологический возраст трахириолитов, позднее определенный K-Ar методом [Кац и др., 1975ф] – 268 ± 15 млн лет (казанский–уржумский века), близок к принятому возрасту свиты, но, по-видимому, несколько омоложен.

Максимальная мощность толщи оценивается в 970–1000 м.

БИАРМИЙСКИЙ–ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛЫ

Рассошинская СФО (10)

Сереченская СФЗ (10.1)

Бочарская (бочерская) свита ($P_{2-3}bč$) (по р. Бочара (совр. Бочера) – правому притоку р. Зырянка) выделена Ю. Н. Поповым в 1945 г. В верховьях р. Зырянка [Стратиграфический … , 1959, 1977]. Распространена от верховьев р. Зырянка в юго-восточном направлении до правобережного бассейна р. Рассоха против устья р. Булкут [Государственная … , 1979а; Государственная … , 1981; Государственная … ,1987а]. Принята Яно-Индигирской СЛ-200/2 [Иванов и др., 2000ф; Легенда … , 2000] и в региональных стратиграфических схемах [Решения … , 1978, 2009]. В. Г. Ганелиным с коллегами [1974ф] в качестве стратотипа рассматривается разрез по руч. Фауновый в его левом борту в среднем течении. Другой представительный разрез расположен на руч. Сарынь. Согласно или с небольшим размывом залегает на агиджинской свите карбона–перми, перекрывается триасовыми отложениями.

В строении свиты участвуют переслаивающиеся пачки сероводородистых «колымиевых» известняков, туфогенно-терригенных и кремнисто-глинистых пород. Отмечаются пачки черных спонголитов, мощность которых достигает 50 м [Булгакова, 1976б].

Нижняя часть свиты, сложенная преимущественно «колымиевыми» известняками, содержит ракашняковые прослои, заполненные раковинами брахиопод генозоны Terrakea нижней части омолонского горизонта (казанский ярус): *Terrakea belokhini* Ganelin, *Tumarinia orientalis* Grigorjeva, *Rhynchopora lobjaensis* Tolmatschew. Эта часть разреза охарактеризована обширным комплексом фораминифер: *Protonodosaria proceraformis* Gerke, *Nodosaria lata* Sossipatrova, *Ammodiscus semiconstrictus* Waters, *Glomospira* ex gr. *gordialis*

(Jones et Parker), *Ichtyolaria dilemma* (Gerke), *Rectoglandulina borealis* Gerke и др. [Ганелин и др., 1974ф; Решения … , 2009].

В известковистых туффитах средней части свиты встречаются ракушечники с брахиоподами генозоны Magadania верхней части омолонского горизонта (уржумский ярус): *Olgerdia* sp., *Strophalosia multituberculata* Ustritsky [Ганелин и др., 1974ф].

Известняки нижней части верхней половины свиты охарактеризованы фораминиферами *Rectoglandulina gigantea* Gerke, *Lenticulina* sp. и брахиоподами видов *Strophalosia grandis* (Licharew) и *Neospirifer hivatschensis* Zavodowsky, образующими мощные ракушечниковые прослои [Ганелин и др., 1974ф]. Приведенная фауна относится к гижигинскому горизонту колымского надгоризонта татарского отдела перми. К этому же стратиграфическому уровню относятся сероводородистые «колымиевые» известняки басс. р. Рассоха, в которых Е. П. Сурмилова и Б. Н. Аулова собрали брахиоподы *Cancrinelloides obrutschewi* (Licharew), *Brachythyrina sibirica* Tschernjak и др. [Сурмилова и др., 1979ф].

Таким образом, средне-позднепермский возраст бочарской свиты обосновывается комплексами брахиопод и фораминифер омолонского и колымского надгоризонтов. Мощность свиты изменяется от 80–200 м в верховьях Зырянки до 1000 м в басс. Рассохи.

Увязкинская СФЗ (10.4)

Западноаргатасская СФПЗ (10.4.1)

Лесновская толща ($P_{2\text{-}3}ls$) (по руч. Лесной (Тин-Юрях) – левому притоку р. Булкут) объединяет верхнюю часть пермских отложений на западном склоне хр. Арга-Тас в бассейне рек Урадан, Шумная и руч. Лесной [Мерзляков и др., 1987а,ф; Терехов, Дылевский Ликман, 1988], которая ранее рассматривалась в составе куранахсалинской и шумнинской толщ [Сурмилова и др., 1979ф]. Согласно залегает на максуровской толще; стратиграфическое соотношение с перекрывающими отложениями не установлено.

Основной разрез расположен в истоках руч. Максур на его водоразделе с левым притоком руч. Рогатый (левого притока руч. Лесной). Согласно материалам М. И. Терехова и Е. Ф. Дылевского [Мерзляков и др., 1987а,ф], толща делится на две части.

Нижняя часть (400–500 м) толщи сложена черными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и темно-серыми алевролитами. Отмечаются пласты и линзы мелкозернистых, реже среднезернистых вулканомиктовых (преобладает базальтовая кластика) песчаников, а также линзы сероводородистых «колымиевых» известняков-ракушечников. Установлены четыре последовательных комплекса брахиопод [Решения … , 2009]: с *Terrakea* aff. *borealis* (Ganelin) (средняя часть омолонского надгоризонта); со *Strophalosia* sp., *Magadania bajkurica* (Ustritsky), *Tumarinia* cf. *kolymaensis* (Tolmatschew) (верхняя часть омолонского надгоризонта); с *Cancrinelloides* ex gr. *obrutschewi* (Licharew) и с *Cancrinelloides* aff. *curvatus* (Tolmatchew) (соответственно, нижняя и верхняя части гижигинского горизонта колымского надгоризонта).

Верхняя часть (600–800 м) толщи представлена серыми сероводородистыми «колымиевыми» известняками с прослоями и пачками (до 20–30 м) аргиллитов, алевролитов и песчаников. В известняках присутствуют ракушечники с брахиоподами *Strophalosia* cf. *hivatschensis* Zavodowsky, *Stepanoviella* cf. *paracurvata* Zavodowsky [Решения … , 2009], позволяющими относить верхнюю часть лесновской толщи к хивачскому горизонту, являющемуся самым верхним в пермской системе региона.

По установленным комплексам брахиопод толща отвечает биармийскому и татарскому отделам перми, что позволяет считать ее возрастным аналогом бочарской свиты Сереченской СФЗ. Мощность изменяется в пределах 1100–1300 м.

Алазейская СФО (6)

Кыллахская свита ($P_{2-3}kh$) выделена И. М. Русаковым в 1969 г. в ранге толщи. Сложена в основном туфопесчаниками, известковыми песчаниками, туфоалевролитами, гравелитами, конгломератми, туфами трахириолитов и смешанного состава, подчиненное значение имеют лавы трахириолитов, андезитов, базальтов [Государственная (исток Кыллаха) … , 1981].

Первое послойное описание разреза по р. Кыллах в 6 км ниже устья р. Кенкельды приведено в начале 1970-х годов [Русаков и др., 1971ф]. А. Г. Кацем и др. [Государственная (исток Кыллаха) … , 1981] в этом разрезе выделено восемь пачек. В основании свиты на туфах трахириолитов алазейской свиты залегает пачка (40 м) туфопесчаников с прослоями конгломератов и гравелитов. Выше следует пачка (75 м) известковых туфопесчаников с остатками мшанок, брахиопод, двустворок и углифицированным растительным детритом. В середине разреза пачки красных туфов и лав трахириолитов общей мощностью 75 м. Далее разрез наращивается вверх в основном туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами смешанного состава, прослоями конгломератов и гравелитов. Гальки конгломератов на 15–20 % состоят из магматических пород (плагиограниты, диориты). В известковых разностях туфопесчаников этой части разреза встречены остатки брахиопод, двустворок, фораминифер, растений. Общая (неполная) мощность свиты в данном разрезе – 580–630 м.

Наиболее мощный (1010–1030 м) разрез кыллахской свиты описан по элювиальным развалам в верховье р. Сюстиннях, на ее левом водоразделе [Кац и др., 1975ф]. Свита здесь сложена мелкогалечными конгломератами, гравелитами и туфопесчаниками в основании (30 м), которые выше сменяются туфами смешанного состава, туфопесчаниками, реже туфоалевролитами и алевролитами. В верхней части разреза установлена 50-метровая пачка порфировых базальтов [Государственная (исток Кыллаха) … , 1981].

Общая мощность свиты оценивается до 1030 м.

Свита повсеместно с размывом залегает на разных горизонтах алазейской толщи, а перекрывается отложениями верхнего триаса и средней юры. Кыллахская свита охарактеризована мшанками *Maychella borealis* Morozova, *Dyscritella turbini* Romantchuk, брахиоподами *Anidanthus rugosus* Licharew, *Cancrinelloides curvatus* (Tolmatchew), *Magadania bajkurica* (Ustritsky),

Neospirifer subfasciger (Licharew), двустворками *Streblopteria englehardti* (Etheridge et Dun), «*Kolymia*» spp., фораминиферами *Pseudonodosaria* cf. *ventrosa* Schleifer, *Lenticulina permiana* Gerke и др. [Государственная (исток Кыллаха) … , 1981], позволяющими относить вмещающие отложения к биармийскому и татарскому отделам перми. В материалах [Решения … , 2009] возраст свиты ограничен татарской эпохой.

Кыллахская свита завершает разрез перми и палеозоя в целом на Алазейском плоскогорье.

ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛ

Яно-Колымская СФО (9)

Нера-Индигирская СФЗ (9.1)

Разрез перми Нера-Индигирской СФЗ представлен единственной геоидной свитой.

Геоидная свита (P_3gd) (по руч. Геоид – левому притоку руч. Встречный, впадающего в р. Нера слева ниже устья р. Тирехтях) выделена И. А. Шашкиной при работах по совершенствованию Антагачанской СЛ-50 [Шашкина и др., 1993ф] и закартирована на территории листа Q-55 только в юго-западной части, в бассейне левых притоков р. Нера – ручьев Поворотный и Геоид (стратотип), на левом водоразделе р. Мудекян (левый приток р. Тирехтях (Нерский) на десятке разрозненных участков [Зарубин и др., 2002ф, 2004ф; Государственная (Артык) … , 2017]. Ранее здесь в виде единого выхода сложных очертаний условно картировался нерасчлененный верхний отдел перми [Государственная … , 1963; Геологическая … , 1971], позднее на мелкомасштабных картах картировалась дулгалахская свита верхней перми (в прежнем двучленном делении системы) [Государственная … , 1986а; Геологическая … , 1986] или вообще пермские отложения не показывались [Геологическая … , 2000]. Отдельный небольшой выход отложений, отнесенных к этой свите, известен и в верховье руч. Хангалас (левый приток р. Нера выше устья р. Тирехтях).

Свита представлена песчаниками мелкозернистыми, среднезернистыми и алевритистыми коричневато-серыми массивными, алевролитами крупнозернистыми, реже мелкозернистыми и песчанистыми темно-серыми, буровато-черными плохо отсортированными, с текстурами взмучивания, линзами гравелитов, конгломератов, подводно-оползневых брекчий, с рассеянной галькой осадочных, изверженных и метаморфических пород. Послойное описание стратотипа свиты на руч. Геоид (левый приток руч. Встречный, впадающего слева в р. Нера ниже устья р. Тирехтях) приведено в Верхоянской СЛ-200/2 [Легенда … , 1999а] с ссылкой на материалы по совершенствованию Антагачанской СЛ-50 [Шашкина и др., 1993ф]. Свита в разрезе представлена чередованием пачек алевролитов и песчаников при некотором преобладании последних. Внутри и тех и других пачек отмечено переслаивание песчаников и алевролитов. Неполная мощность свиты в разрезе – более 700 м. Выше в других

разрезах свита наращивается мощной пачкой (около 400 м) пород, характеризующихся водноползневыми текстурами с олистолитами и олистоплаками осадочных пород, заключенных в алевролитовом матриксе, отмечаются рассеянная галька, линзы микститов, полимиктовых конгломератов. Венчается весь разрез песчаниками (5–30 м), плохо сортированными массивными с линзовидным, невыдержанным по простиранию залеганием.

Нижняя граница свиты в районе не обнажается, верхняя проведена по кровле вышеупомянутого пласта коричневато-серых песчаников, над которыми залегает уже триас. Характер границы недоизучен, она часто осложнена межпластовыми срывами, в основании триаса отмечены признаки размыва и выпадение двух региональных аммонитовых биостратиграфических зон [Государственная (Артык) … , 2017].

Позднепермский возраст обосновывается находками брахиопод *Windhamia* aff. *gijigensis* (Zav.) [Зарубин и др., 2004ф], отвечающих лоне Stepanoviella paracurvata – Intomodesma costatum (верхняя часть хивачского горизонта) [Решения … , 2009].

Общая мощность свиты определяется в интервале 1100–1200 м.

Отложения свиты являются рудовмещающими для золотого оруденения – в них локализованы месторождения Нагорное и Хангалас, рудопроявления Двойное, Клич-Контрольное и Ампир [Куковский и др., 2006ф].

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триаса на территории листа Q-55 известны в четырех структурно-формационных областях, но площадное распространение с выдержанным и непрерывном разрезом, характерно только для Яно-Колымской области, небольшая часть которой проявлена на юго-западе листа. В остальных областях разрезы триаса носят фрагментарный характер и находятся в сложных тектонических обстановках (рис. 6).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Яно-Колымская СФО (9)

Яно-Адычанская СФЗ (9.1)

Нера-Тобычанский СР (9.1.1)

Ампирская свита (T_1am) (по руч. Ампир – левому притоку руч. Двойной в системе левобережных притоков р. Мудекян) выделена И. А. Шашкиной в 1993 г. при разработке Антагачанской СЛ-50 [Шашкина и др., 1993ф]. Свита распространена в междуречье Неры и ее левых притоков – Мекчирги и Тирехта, сложена алевролитами мелко- и крупнозернистыми черными и темно-серыми тонкослоистыми, аргиллитами черными с тонкими (до нитевидных) прослоями песчанистых алевролитов светло-серых и мелкозернистых

известковистых песчаников, характерно наличие глинисто-известковистых и кремнисто-глинистых конкреций с фунтиковой текстурой дисковидной, эллипсоидальной и шарообразной формы. В приподошвенной части отмечаются прослои и линзы алевролитов с текстурами взмучивания, с рассеянными включениями гравия и гальки, в подстилающих верхненепермских песчаниках отмечаются следы размыва. Это, а также выпадение из нижней части разреза двух зон по аммоноидеям и одной подзоны с двустворками триасовой системы указывает на стратиграфический перерыв в осадконакоплении на границе перми и триаса [Государственная (Артык) … , 2017]. Верхняя граница свиты проводится в кровле пачки переслаивания аргиллитов и мелкозернистых алевролитов, перекрытых алевролитами и песчаниками мекчергинской свиты. Послойный разрез нижней части свиты описан на правобережье руч. Ампир, верхней части – по коренным обнажениям р. Тирехтях (Нерский) и руч. Останец (правый приток р. Мудекян) [Зарубин и др., 2004ф]. В разрезе (800 м) преобладают алевролиты и аргиллиты с нарастанием роли последних вверх по разрезу. Редко отмечаются прослои и пласты песчаников, иногда известковистых. В самых низах известны находки двустворок *Atomodesma* cf. *errabunda* (Popow), а в верхах – аммоноидей *Sibirites eichwaldi* (Keys.), *Olenekoceras middendorffi* (Keys.), *Keyserlingites* cf. *subrobustus* (Mojs.).

Комплексы фаунистических остатков уверенно определяют возраст отложений на уровне второй половины инда – оленёка. Среди форм, найденных в отложениях свиты на территории листа [Зарубин и др., 2002ф, 2004ф], верхам инда (подзона Permophorus proprius) отвечают двустворки *Atomodesma* cf. *errabunda* (Popow), нижнему оленёку – аммоноидеи *Hedenstroemia hedenstroemi* (Keys.) и *Lepiskites kolymensis* (Popow) (соответственно зоны Hedenstroemia hedenstroemi и Lepiskites kolymensis). Нижнюю часть верхнего оленека характеризуют аммоноидеи *Boreoceras demokidovi* (Popow) (зона Boreoceras demokidovi), а верхнюю (зоны Parasibirites grambergi и Olenekites spiniplicatus) – *Olenekoceras middendorffi* (Keys.) и *Keyserlingites* cf. *subrobustus* (Mojs.) [Решения … , 2009]. Свита сопоставляется с верхним подгоризонтом лекеерского горизонта и оленёкским горизонтом.

Мощность ампирской свиты изменяется от 750 до 800 м, фациальные изменения не установлены.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Рассошинская СФО (10)

Верхнезырянско-Ясачненская СФЗ (10.1)

Озерниская, сасырская и момская свиты объединенные* ($T_{1-2}oz \div mm$) в обособленных фрагментарных выходах слагают осложненные разрывной тектоникой осевые части синклинальных складок в верхнем течении р. Зырянка. Ранее на среднемасштабных геологических картах здесь

* Свиты составляют нижнюю половину горинской серии [Решения … , 2009] *(Прим. науч. ред.)*.

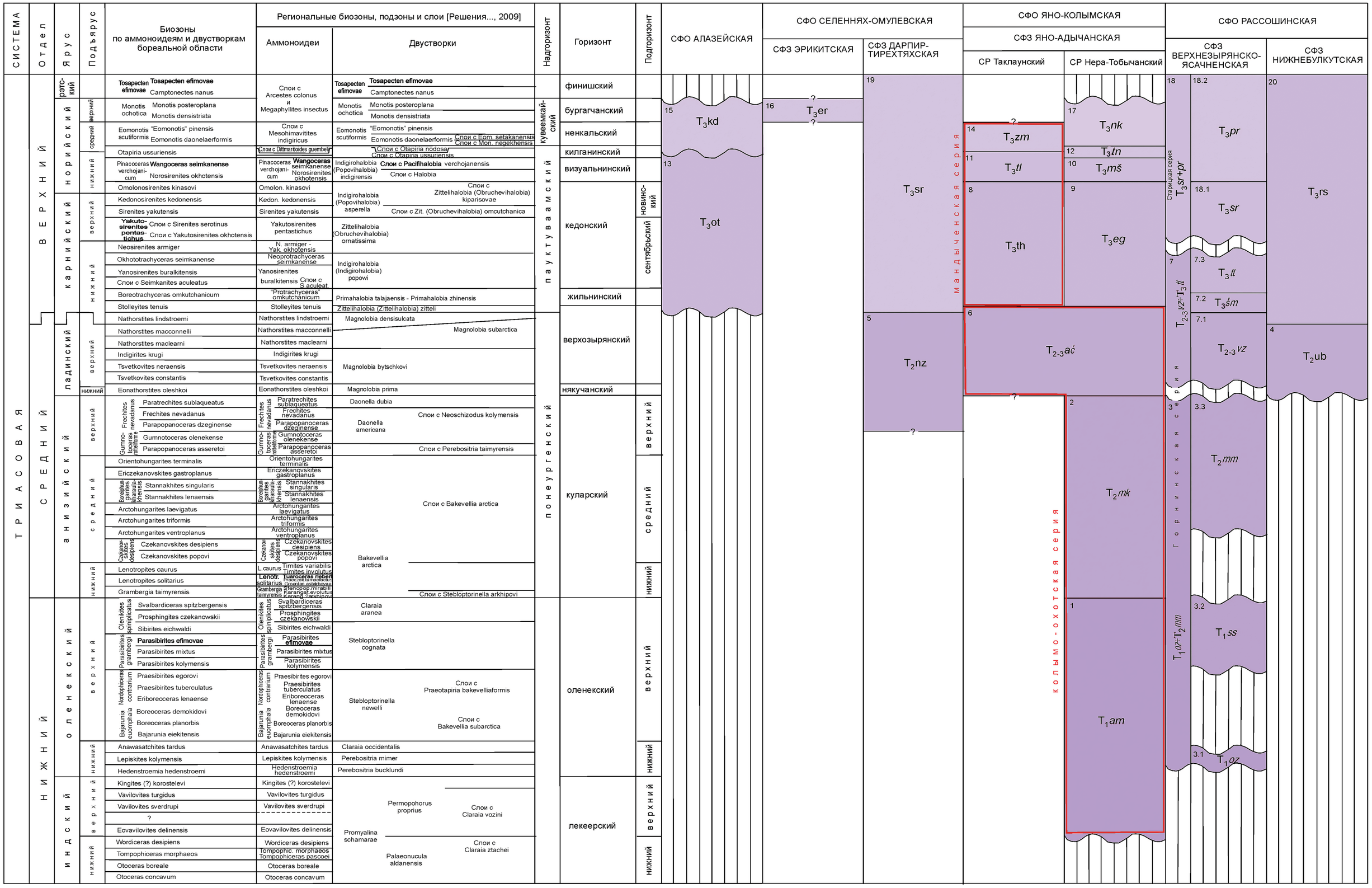


Рис. 6. Схема корреляции стратифицированных образований триаса территории листа Q-55 – р. Мома.

Свиты и толщи: 1 – ампирская свита, 2 – мекчергинская свита, 3 – озернинская, сасырская и момская свиты объединенные (3.1 – озернинская, 3.2 – сасырская, 3.3 – момская), 4 – усть-булкутская толща, 5 – незнайкинская толща, 6 – ала-чубукская свита, 7 – верхнезырянская, шамангоринская и таалская свиты объединенные (7.1 – верхнезырянская, 7.2 – шамангоринская, 7.3 – таалская), 8 – турахская свита, 9 – эгеляхская свита, 10 – маршальская свита, 11 – таклаунская свита, 12 – тонорская свита, 13 – отчегыйская толща, 14 – змейкинская свита, 15 – кудерайская толща, 16 – эрикитская толща, 17 – някуньинская свита, 18 – сарынская и перевальнинская свиты объединенные (18.1 – сарынская, 18.2 – перевальная), 19 – сердитинская толща, 20 – рассошинская толща.

Q-55 Вклейка. Заказ 42014100

картировались как нерасчлененные отложения нижнего и среднего отделов триаса [Алешко и др., 1974ф; Ремизов и др., 1974ф]. Один обособленный выход отложений – на правобережье р. Булкут в 5–7 км от устья [Сурмилова и др., 1979ф].

Озернинская свита (по руч. Озёрный – левому притоку р. Бочера, вытекающий из оз. Тургояк на перевале из р. Зырянка в р. Бочера) [Константинов и др., 2000]. Свита со скрытым перерывом залегает на бочерской свите перми и сложена светло-серыми и серыми слабобитуминозными песчанистыми известняками. В основании встречается одиночная галька кремней, аргиллитов, песчаников и известняков. В качестве стратотипа рассматривается разрез, ранее в общих чертах (без послойного описания) представленный М. Н. Вавиловым в верхнем течении безымянного левого притока р. Агындя (Агынджа), впадающего ниже устья руч. Андезитовый [Вавилов, 1993]. Верхняя граница достоверно не установлена, предполагается, что после маломощного перерыва выше залегает сасырская свита. Мощность свиты в стратотипе – 15 м, что скорее всего далеко не отвечает полному объему.

Раннеоленёкский возраст отложений уверенно определяется аммоноидеями и двустворками. Среди первых определяющее значение имеют находки *Lepiskites kolymensis* (Popow), среди двустворок – *Peribositria mimer* (Oeberg).

Мощность свиты – более 15 м.

Сасырская свита (по с. Сасыр (на старых картах – Кыгыл-Балыктах) на правом берегу р. Мома) [Константинов и др., 2000] сложена черными известковистыми алевролитами с частыми линзами и прослоями (0,2–0,3 м) темно-серых глинистых известняков. В качестве стратотипа рассматривается разрез по правому берегу р. Зырянка в 1,2 км ниже перевала с оз. Тургояк [Константинов и др., 1997], где свита представлена только одной 8-метровой пачкой выше охарактеризованных алевролитов, которые скорее всего соответствуют лишь верхам свиты.

Найденные в прослоях глинистых известняков конодонты, в числе которых *Neogondolella jubata* Sweet. и *Neogondolella paragondolellaeformis* A. Dagis, являются индексами двух одноименных зон и ограничивают возраст отложений поздним оленёком [Решения … , 2009].

Мощность свиты – более 8 м.

Момская свита (по Момскому хребту) [Константинов и др., 2000] сложена разнообразными по составу породами, выделяющимися существенным содержанием туфогенного материала. Пачки алевролитов и туфоалевролитов черного, темно- и зеленовато-серого цветов (6–23 м) чередуются с глинистыми и массивными известняками темно-серого цвета (4,5–15 м). В нижней части свиты характерны пиритовые стяжения. В качестве стратотипа рассматривается тот же разрез по правобережью р. Зырянка [Константинов и др., 1997], где момская свита согласно наращивает сасырскую. Наряду с алевролитами для свиты в разрезе (более 88,5 м) характерны известняки, преимущественно глинистые, иногда с примесью туфогенного материала. В низах разреза найдены аммоноидеи *Czekanowskites* cf. *gastroplanus* Popow и двустворки *Hoernesia torta* Popow.

Возраст свиты – средний–поздний анизий определяется находками аммоноидей и двустворок, причем только последние представлены формами

Hoernesia torta Popow и *Janopecten merzljakovi* (Bytschk.), характерными, соответственно, для нижней и верхней частей верхнего анизия (слои с Perebositria taimyrensis и слои с Neoshizodus kolymensis). Аммоноидеи *Epiczekanowskites* (=*Czekanowskites?*) cf. *gastroplanus* Popow отвечают близким формам среднего анизия (зона Epiczekanowskites gastroplanus) [Решения … , 2009]. Выше скрытого перерыва, отвечающего низам ладина, залегают породы верхнезырянской свиты. Мощность свиты – более 95 м.

Общая мощность объединенного подразделения – более 113 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Яно-Колымскя СФО (9)

Яно-Адычанская СФЗ (9.1)

Нера-Тобычанский СР (9.1.1)

Мекчергинская свита (T_2mk) (по руч. Мекчерге (совр. – Мекчирге) – левому притоку р. Нера возле западной рамки листа Q-55) выделена Р. Р. Насыровым в 1990 г. при ГГС-50 на Балаганнахской площади (западнее листа Q-55) [Насыров и др., 1990ф; Решения … , 2009]. На территории листа представлена крупно- и мелкозернистыми алевролитами, нередко песчанистыми темно-серыми и черными, паралелльно- и волнистослоистыми и редкими линзовидными пластами мелкозернистых и алевритистых песчаников серых, с карбонатно-кремнистыми конкрециями (3–10 см) шаровидной и эллипсоидальной формы. Верхняя граница свиты на территории листа проводится по кровле пачки мелкозернистых алевролитов, перекрываемых песчаниками и алевролитами ала-чубукской свиты. Послойный разрез нижней части свиты описан по р. Лев. Хангалас (Лев. Вершина-Хангаласа) и р. Тирехтях, а верхней части – по водоразделу ручьев Ала-Чубуку и Снежный [Зарубин и др., 2004ф]. В разрезе (общая мощность – 600 м) преобладают алевролиты при меньшей роли песчаников и песчанистых алевролитов, встречающихся в нижней половине. В низах найдены аммоноидеи *Stenopopanoceras zvetkovi* (Popow), вверху – *Parapopanoceras inconstans* Dagys et Erm., а в самых верхах – двустворки *Daonella* cf. *americana* (Smith.) и *Daon.* cf. *dubia* (Gabb.).

Собранные в нижней части свиты фаунистические остатки позволяют отнести вмещающие их слои к нижнему и среднему анизию. Определяющую роль здесь для уровня нижнего анизия играют известные по площади находки аммоноидей *Grambergia taimyrensis* Popow (зона Grambergia taimyrensis), среднему анизию отвечают находки *Parapopanoceras inconstans* Dagys et Erm. и *Arctohungarites* ex gr. *triformis* (Mojs.), характеризующие зоны Czekanowskites decipiens и Arctohungarites triformis. Органические остатки верхней части свиты отвечают позднему анизию. Здесь наряду с аммоноидеями *Gymnotoceras* ex gr. *blakei* (Gabb.) и *Arctogymnites sonini* Popow (зоны Gymnotocerras olenekense и Frechites nevadanus) значимую роль начинают играть двустворки, среди которых – *Daonella* ex gr. *americana* Smith. и *Daon.* cf. *dubia*

(Gabb.) – зоны Daonella americana и Daonella dubia соответственно. Свита сопоставляется с куларским горизонтом [Решения … , 2009].

Сведений о вариациях мощности на территории листа нет, она определяется в 600 м. Фациальный состав свиты может изменяться по латерали за счет выклинивания линзовидных пластов песчаников.

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Дарпир-Тирехтяхская СФЗ (7.3)

Незнайкинская толща (T_2nz) (по руч. Незнайка в среднем течении р. Сеймчан, южнее листа Q-55) выделена Ю. М. Бычковым и Л. С. Киселевой [Бычков и др., 1990]. На территории листа толща обнажена у южной рамки на левом и правом бортах долины р. Омулёвка, а также в локальных выходах на левобережье р. Мома в верховьях р. Талбыгыр. Сложена темно-серыми глинистыми сланцами и алевролитами, содержащими кремнистые конкреции. Подстилающие отложения и фаунистические остатки здесь не известны, но непосредственно южнее рамки листа на правобережье р. Омулёвка в приустьевой части руч. Утуй, по данным В. М. Мерзлякова, в нижней части толщи известны находки среднетриасовых аммоноидей *Parapopanoceras dzeginense* (Voin.) [Бычков и др., 1990]. Стратиграфически выше на левом берегу Омулевки согласно залегает сердитинская толща верхнего триаса. Возраст незнайкинской толщи принят в интервале конец анизия–ладина [Решения … , 2009]. Видимая мощность – 300–400 м [Хандожко и др., 1981ф].

Рассошинская СФО (10)

Нижнебулкутская СФЗ (10.2)

Устьбулкутская толща (T_2ub) (по р. Булкут) выделена [Иванов и др., 2000ф] по материалам М. И. Терехова [Мерзляков и др., 1987а,ф; Терехов, Дылевский, Ликман, 1988] и объединяет в своем составе отложения в бассейне нижнего и среднего течения р. Булкут, на левом берегу р. Рассоха ниже его устья, а также на правобережье р. Рассоха напротив устья р. Булкут. Ранее эти отложения в связи с недостаточностью материалов на геологических картах относились к верхнему отделу триаса [Сурмилова и др., 1979ф]. В составе толщи преобладают темные зеленовато-серые миндалекаменные трахибазальты (по Е. Ф. Дылевскому – среднетриасовый комплекс калиевых трахибазальтов [Терехов, Дылевский, 1988]) с редкими горизонтами лавобрекчий и кластолав. В меньшем количестве присутствуют туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфоаргиллиты. Иногда встречаются линзы органогенных известняков и кремнисто-глинистых пород, содержащих шарообразные конкреции с остатками двустворок и аммоноидей. Опорный разрез (390–510 м) толщи описан на левобережье р. Рассоха сразу ниже устья р. Булкут в серии многочисленных, но разрозненных коренных выходов [Мерзляков и др., 1987а,ф; Легенда … , 2002]. Нижний и верх-

ний контакты толщи в большинстве случаев тектонические, хотя имеются сведения и о трансгрессивном налегании толщи на пермских колымиевых известняках на р. Булкут (бочарская свита?) [Мерзляков и др., 1987а,ф].

Богатые комплексы аммоноидей, двустворок и брахиопод [Терехов, Дылевский, Ликман, 1988] надежно указывают на ладинский возраст толщи. Определяющее значение имеют находки аммоноидей *Aristoptychites* cf. *kolymensis* (Kipar) (зоны Indigirites krugi и Nathorstites maclearni (средняя часть верхнего ладина), *Sphaerocladiscites omolonensis* Bytschk. (зона Nathorstites macconnelli, верхи ладина). Не менее значима и роль двустворок *Daonella* cf. *nitanae* McLearn (зона Magnolobia bytschjovi, средняя часть позднего ладина) [Решения … , 2009].

Общая мощность толщи по площади оценивается в соответствии с опорным разрезом в интервале 390–510 м [Решения … , 2009].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Яно-Колымская СФО (9)

Яно-Адычанская СФЗ (9.1)

Нера-Тобычанский (9.1.1.) *и Таклаунский* (9.1.2) *СР*

А л а - ч у б у к с к а я с в и т а ($T_{2-3}ac$) (по руч. Ала-Чубуку – левому притоку р. Нера, выделена А. М. Трущелевым в 1993 г. по материалам И. А. Шашкиной [Решения … , 2009]. Свита распространена по левобережью р. Нера на крыльях и в своде антиклинальной структуры [Зарубин и др., 2004ф]. Большинством исследователей она уверенно делится на две подсвиты: нижнюю, существенно алевролитовую и верхнюю – песчаниково-алевролитовую. Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями согласные.

Нижняя подсвита сложена мелко- и крупнозернистыми алевролитами, часто песчанистыми, паралелльно- и волнистослоистыми, с редкими маломощными прослоями плохо сортированных мелкозернистых песчаников. В отдельных прослоях отмечаются скопления шаровидных карбонатно-глинистых конкреций диаметром 2–7 см. Верхняя подсвита сложена крупнозернистыми и песчанистыми алевролитами серыми, темно-серыми, местами мелкозернистыми, чередующимися с подчиненными пластами мелко- и среднезернистых песчаников, алевритистых буровато-серых. Пласты песчаников не выдержаны по простиранию – в юго-восточном и южном направлении их роль уменьшается. Для алевролитов характерно развитие подводно-оползневых текстур, линзовидная слоистость, присутствие глинисто-алевролитовых и глинисто-марказитовых конкреций. В песчаниках встречается галька осадочных пород и кварца. Послойный разрез свиты по двум фрагментам описан в верхнем течении р. Ала-Чубуку (нижняя подсвита) и по руч. Загадочный (левый приток р. Нера напротив устья р. Андыгычан, верхняя подсвита) [Зарубин и др., 2004ф]. По всему разрезу (970 м) преобладают песчаники, которые чередуются с алевролитами и песчанистыми алевролитами. В нижней части найдены

двустворки, выше – отпечатки аммоноидей, а в самом верху – *Nathorstites mcconnelli* (Whit).

Органические остатки в отложениях свиты отвечают всему ладину и самым низам карния, причем, в отличие от нижнего и низов среднего триаса, зесь главную роль в возрастной характеристике уже уверенно играют двустворки, среди которых на территории листа известны находки таких форм как *Magnolobia prima* (Kipar.), *Mag. bytschkovi* (Kur. et Trucsh.) и *Mag. subarctica* (Popow), являющихся видами-индексами всех трех зон ладина. Менее значима роль аммоноидей *Indigirites argatassensis* (Popow) и *Nathorstites macconnelli* (Whit), которые характеризуют только верхозырянский горизонт (верхний ладин). Самым низам карния отвечают находки аммоноидей *Stolleyites* ex gr. *gibbosus* (Stolley). Таким образом, свита сопоставляется с някучанским и верхозырянским горизонтами [Решения … , 2009].

Зернистость осадков и мощность свиты незначительно уменьшаются (до 850 м) в юго-западном направлении и таким образом общая мощность свиты оценивается в 850–970 м.

Рассошинская СФО (10)

Верхнезырянско-Ясачненская СФЗ (10.1)

Верхнезырянская, шамангоринская и таалская свиты объединенные* ($T_{2-3}vz \div tl$) распространены в верхнем течении р. Зырянка. Ранее на среднемасштабных геологических картах на этом уровне картировались нерасчлененные отложения ладинского и карнийского ярусов [Алешко и др., 1974ф].

Верхнезырянская (в материалах Третьего МВРСС [Решения … , 2009] – *верхозырянская*) *свита* названа по области ее распространения в верхнем течении Зырянки. Со стратиграфическим перерывом залегает на момской свите [Константинов и др., 2000]. Имеет отчетливо выраженное трехчленное строение. Нижняя часть сложена сажисто-черными аргиллитами с редкими прослоями глинистых темно-серых известняков. К средней части отнесены глинистые и массивные известняки с горизонтом (до 2 м), содержащим фосфоритовые желваки. Верхнюю часть слагают черные известковистые алевролиты с прослоями известняков, туффитов и многочисленными фосфатно-карбонатными конкрециями. В качестве стратотипа авторами предложен ранее описанный разрез [Константинов и др., 1997] по правобережью р. Зырянка, где свита сложена чередованием пачек известняков и аргиллитов с прослоями известняков. И для известняков, и для аргиллитов характерно присутствие фосфатных конкреций, в пачках аргиллитов отмечены и прослои туффитов. Мощность этого фрагмента в разрезе – более 48 м. После тектонического нарушения далее обнажаются карнийские известняки. Верхний слой (25 м) наращивается в парастратотипическом разрезе по р. Сарынь до мощности в 46 м, а общая мощность свиты таким образом возрастает до 79 м и более. По всей мощности разреза собраны разнообразные фаунистические остатки.

* Свиты составляют верхнюю половину горинской серии [Решения … , 2009] *(Прим. науч. ред.)*.

Найденные аммоноидеи определяют возраст свиты поздним ладином – началом карния. Основное значение для такой трактовки имеют находки *Tsvetkovites constantis* (Arch.), *Nathorstites maclearni* Tozer, *Nat. mcconnelli* (Whit.), являющихся видами-индексами одноименных зон верхнего ладина. Уровень низов карния определяют *Nathorstites lindstroemi* Boehm (зона Nathorstites lindstroemi) и *Stolleyites tenuis* (Stolley) и *St.* cf. *gibbosus* (Stolley) (зона Stolleyites tenuis) в верхней части свиты на р. Сарынь [Решения … , 2009].

Разрез свиты почти полностью отвечает и вновь выделенному одноименному (верхозырянскому) горизонту региональной стратиграфической шкалы, причем ряд исследователей полагает, что наиболее верхние (карнийские) слои в этом разрезе нужно выделять в самостоятельную тургоякскую свиту, которая в целом тоже имеет ладинско-карнийский возраст и в ряде разрезов полностью фациально замещает верхнезырянскую свиту [Решения … , 2009].

В верхнем течении р. Олгуя мощность ладинских отложений, относимых к верхнезырянской свите, в разрезах не превышает 94 м, а в целом оценивается в пределах 100 м [Сурмилова и др., 1979ф].

Шамангоринская свита названа [Константинов и др., 2000] по местному названию горы Шаман-Гора (гора Воля на топокартах), на левобережье р. Зырянка между р. Сарынь и руч. Горный. Свита сложена песчанистыми известняками темно-серого-цвета, массивными, мелко- и среднекристаллическими. В известняках присутствуют скопления и линзы остатков члеников криноидей, прослои и линзы ракушняков брахиопод и двустворок. В верхней части возрастает роль туфогенного материала. В качестве стратотипа авторами [Константинов и др., 2000] рассматривается разрез по правобережью р. Сарынь в 70 м ниже устья руч. Каменный. Общая мощность свиты оценивается по фактическим разрезам в 67–72 м, не исключено, что она существенно выше. Все пачки упомянутого разреза охарактеризованы разнообразными фаунистическими комплексами.

Раннекарнийский возраст основан на богатых и разнообразных комплексах фауны, среди которых определяющая роль принадлежит аммоноидеям *Stolleyites* cf. *tenuis* (Stolley) и *«Protrachyceras»* cf. *omkutchanicum* Bytschk., отвечающим одноименным зонам низов карния. Не менее значима и роль двустворок *Primahalobia* (=*Zittelihalobia)* ex gr. *talajaensis* (Polub.), *Pr.* (=*Zittelihalobia)* cf. *talajaensis* (Polub.), *Pr.* (=*Zittelihalobia)* cf. *zchinensis* (Polub.) (зона Primahalobia talajaensis – Pr. zchinensis, низы карния). А более высокие слои нижнего карния характеризуют двустворки *Meleagrinella polaris* (Kitt l.) и *Cardinia borealis* Kipar. [Решения … , 2009].

Таалская свита названа [Константинов и др., 2000] по эвенскому названию р. Сарынь – Таал (солонец). Свиту слагают пиритизированные волнистослоистые туфоалевролиты темно-серого цвета. В составе отложений отмечаются и отдельные слои массивных алевритистых известняков с линзами ракушняков. В качестве стратотипа свиты рассматривается разрез по левым распадкам руч. Каменный в 3–4 км от устья, тоже составленный по нескольким фрагментам [Константинов и др., 1997]:

Возраст отвечает верхней части нижнего карния, что подтверждается находками двустворок и аммоноидей этого уровня, в том числе и появлением *Neoprotrachyceras seimkanens* (Bytschk.) [Решения … , 2009]. Отсутствие форм, ха-

рактерных для самых низов карния и встречающихся в подстилающей шамангоринской свите, также косвенно указывает на более высокие слои.

Мощность отложений по фактическим разрезам составляет 53 м. Учитывая разобщенность всех трех слоев (пачек) в разных обнажениях, на наш взгляд, реальная мощность свиты может оказаться и более высокой.

Общая мощность объединенного подразделения – более 236 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Яно-Колымскя СФО (9)

Яно-Адычанская СФЗ (9.1)

Нера-Тобычанский СР (9.1.1)

Верхнетриасовые отложения Нера-Тобычанского СР образуют непрерывный разрез морских терригенных отложений, имеющий в отдельных частях ритмичное строение и содержащий горизонты оползневых брекчий. От верхов карния до верхнего нория включительно выделяются четыре свиты (снизу вверх): эгеляхская, маршальская, тонорская, някуньинская.

Эгеляхская свита (T_3eg) (по р. Эгелях – левому притоку р. Нера западнее листа Q-55) была выделена А. М. Трущелевым по материалам Р. Р. Насырова [Насыров и др., 1990ф] при разработке Верхоянской СЛ-200/2 [Легенда … , 1999; Решения … , 2009]. Свита делится на две части (подсвиты), распространенные по лево- и правобережью р. Нера, где они слагают узкие прерывистые линейные складки.

В нижней части свита представлена чередованием пачек крупно- и мелкозернистых алевролитов, нередко песчанистых, паралелльнослоистых темно-серых, черных, с прослоями аргиллитов и пластами мелкозернистых и алевритистых песчаников серых, буровато-серых массивных. Фациальный состав нижней части меняется по латерали: на правобережье р. Нера в отложениях преобладают песчаники, а на ее левых притоках – в бассейнах ручьев Ала-Чубуку, Загадочный и Поворотный возрастает роль алевролитов. Здесь разрез представлен тонким ритмичным чередованием алевролитов с подчиненными алевритистыми песчаниками и черными аргиллитами. Для отложений характерны плохо сортированные линзовидные прослои алевролитов, гравелитов, подводно-оползневых брекчий. Верхняя часть сложена мелко- и крупнозернистыми алевролитами, иногда песчанистыми черными и темно-серыми, часто линзовидно- и волнистослоистыми черными аргиллитами, редкими маломощными (первые метры) пластами мелкозернистых и алевритистых песчаников буровато-серых массивных, с линзами подводно-оползневых брекчий. Послойный разрез всей свиты описан по правобережью р. Курун-Агалык (правый приток р. Бурустах в нижнем течении) [Зарубин и др., 2004ф]. В разрезе (880 м) преобладают алевролиты, часто песчанистые, реже отмечены пачки с прослоями песчаников и аргиллитов.

Многочисленные формы двустворок по всей свите отвечают карнию. Нижнюю часть яруса характеризуют *Primahalobia talajaensis* (Polub.), а самые верхи – *Indigirohalobia* cf. *kolymensis* (Kipar.). Поскольку на соседних площадях

в отложениях свиты известны и нижненорийские формы двустворок, возраст толщи принимается в интервале карний – начало нория (жильнинский и кедонский горизонты) [Решения … , 2009].

По площади мощность меняется в пределах 850–970 м.

Маршальская свита ($T_3ms̆$) (по пос. Маршальский (Маршалец) и руч. Маршальский на правобережье р. Эльги западнее листа Q-55) выделена И. А. Шашкиной в 1987 г. при разработке Адычанской СЛ-50 [Шашкина и др., 1987ф; Решения … , 2009]. Сложена мелко- и среднезернистыми массивными песчаниками, крупнозернистыми, песчанистыми темно-серыми и мелкозернистыми черными алевролитами. В песчаниках отмечаются линзы подводно-оползневых брекчий, полимиктовых конгломератов. Контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями согласные. Послойный разрез свиты наращивает эгеляхскую свиту по коренным обнажениям в правом борту долины р. Курун-Агылык [Зарубин и др., 2004ф]. В разрезе (510 м) снижается роль алевролитов, наряду с которыми характерными становятся выдержанные пачки песчаников.

В отложениях найдены отпечатки таких двустворок как *Halobia aotii* (Kob. et Ich.), *Hal. neregensis* (Polub.) и *Indigirohalobia* cf. *indigirensis* (Popow), характерных в совместном нахождении для нижнего нория (зона Indigirohalobia (Popowihalobia) indigirensis, визуальнинский горизонт) [Решения … , 2009], что вполне согласуется с ранненорийским возрастом свиты в стратотипической местности западнее площади листа.

Мощность свиты изменяется в интервале 450–510 м. Фациальный состав довольно устойчив, в северо-восточном направлении наблюдается расслоение песчаниковых пластов и уменьшение их мощности.

Тонорская свита (T_3tn) (по руч. Тонор – левому притоку р. Эльга западнее листа Q-55) выделена И. А. Шашкиной в 1987 г. при разработке Адычанской СЛ-50 [Шашкина и др., 1987ф; Решения … , 2009]. Свита распространена вдоль долины р. Нера преимущественно на ее правобережье [Зарубин и др., 2004ф].

Представлена алевролитами мелкозернистыми черными, крупнозернистыми и песчанистыми с тонкими прослоями аргиллитов черных рассланцованных, песчаников алевритистых и мелкозернистых темно-серых параллельно- и косослоистых. Послойное описание разреза (520 м) свиты, сложенной алевролитами с редкими пропластками песчаников известно по двум фрагментам в ручьях Дар (нижняя и средняя части свиты) и Лесной (верхняя часть, элювий).

Ископаемая фауна в отложениях свиты на территории листа представлена единичными формами двустворок *Otapiria ussuriensis* (Vor.) [Зарубин и др., 2004ф], характерных для среднего нория (зона Otapiria ussuriensis, килганинский горизонт) [Решения … , 2009].

Вариации мощности свиты по площади оцениваются в интервале 450–520 м.

Някуньинская свита (T_3nk) (по р. Някунья – при слиянии с руч. Туманный образует р. Тирехтях (Индигирский)) западнее листа Q-55) выделена И. А. Шашкиной в 1987 г. при разработке Адычанской СЛ-50 [Шашкина и др., 1987ф; Решения … , 2009]. Сложена чередующимися алевролито-пес-

чаниковыми и песчаниково-алевролитовыми пачками, содержит прослои и линзы известняков с фунтиковой текстурой, скопления ракушняков. Граница с подстилающими отложениями согласная. Вопрос о характере границы с перекрывающими юрскими отложениями считается спорным. Значительная часть верхней границы някуньинской свиты располагается в приразломных зонах дробления и смятия протяженных соскладчатых разрывных нарушений либо перекрыта мощным слоем склоновых отложений. Ни по вещественному составу, ни по фаунистической характеристике отложений в пределах изученной территории не подтверждается присутствие отложений рэта, что позволяет предполагать перерыв на границе триаса и юры. Послойный разрез свиты составлен по трем фрагментам на ручьях Лесной и Заря (левый приток р. Хара-Юрях) [Зарубин и др., 2004ф]. Свита в разрезе (1335 м) сложена переслаиванием алевролитов и песчаников, редко встречаются аргиллиты. В верхней половине этого разреза известны находки двустворок *Monotis ex gr. ochotica* (Keys.).

Многочисленные находки двустворок по площади выходов свиты определяют возраст отложений в интервале среднего–позднего нория. Известны такие формы как *Eomonotis scutiformis* (Tell.) и *Monotis ochotica* (Keys.), являющиеся индексами одноименных зон среднего и верхнего нория (ненкальский и бургагчанский горизонты) [Решения … , 2009].

Вариации мощности свиты оцениваются в интервале 1000–1340 м.

Таклаунский СР (9.1.2)

В Таклаунском СР отложения верхнего триаса также образуют непрерывный разрез от карния до среднего нория включительно. От соседнего с северо-востока Нера-Тобычанского СР эти отложения отличаются частым присутствием пачек грубозернистых пород (песчаники, конгломераты), отсутствием ритмичных и оползневых отложений. Всего в верхнем триасе здесь выделяется три стратона (снизу вверх): турахская толща, таклаунская и змейкинская свиты.

Турахская толща (T_3th) (по р. Турах-Юрях – приток р. Бол. Селерикан за западной рамкой листа Q-55) выделена Н. В. Старыгиным в 1995 г. много западнее листа Q-55 [Старыгин и др., 1995ф; Решения … , 2009]. На территории листа Q-55 представлена [Зарубин и др., 2004ф] преимущественно мелкозернистыми алевролитами с прослоями крупнозернистых алевролитов и аргиллитов, присутствуют отдельные линзы мелкогалечных конгломератов и рассеянная галька, встречаются известковистые конкреции. Породы подвергнуты метаморфизму и метасоматозу в зонах экзоконтакта гранитных интрузий. Коренные выходы толщи в пределах листа практически отсутствуют.

Довольно многочисленные находки двустворок *Primahalobia* cf. *korkodonica* (Polub.), *Pr.* ex. gr. *zhilnensis* (Polub.), собранные по элювию [Зарубин и др., 2004ф], отвечают низам нижнего карния (зона Primahalobia talajaensis – Primahalobia zhilnensis), но по аналогии с соседними площадями, где известны и находки нижненорийских форм, возраст свиты принимается в объеме карния – начала нория (жильнинский и кедонский горизонты) [Решения … , 2009].

Мощность турахской толщи оценивается в 1000–1300 м.

Таклаунская свита (T_3tl) (по р. Таклаун – правому притоку р. Бол. Тарын с истоками в юго-западной части листа Q-55) выделена А. М. Трущелевым по материалам В. Е. Курбатова при разработке Верхоянской СЛ-200/2 [Легенда … , 1999а]. Свита на территории листа Q-55 сложена мелко- и крупнозернистыми алевролитами, реже черными аргиллитами с единичными прослоями алевритистых темно-серых песчаников [Зарубин и др., 2004ф].

Находки двустворок на территории нашего листа, в том числе таких форм как *Indigirohalobia* cf. *indigirensis* (Popow) и *Halobia neregensis* (Polub.), отвечают нижнему норию (зона Indigirohalobia (Popowihalobia) indigirensis). По аналогии с соседними площадями, где в отложениях свиты найдены аммоноидеи, характерные для низов килганинского горизонта, свита сопоставляется с визуальнинским горизонтом и нижней частью килганинского горизонта [Решения … , 2009].

Мощность свиты около – 1000 м.

Змейкинская свита (T_3zm) (по руч. Змейка – левому притоку р. Таклаун западнее листа Q-55) выделена А. М. Трущелевым по материалам В. Е. Курбатова при разработке Верхоянской СЛ-200/2 [Легенда … , 1999а]. В юго-западной части листа Q-55 закартирована [Зарубин и др., 2004ф] по элювию в мульдах синклинальных складок в верховьях р. Таклаун. Она сложена крупнозернистыми темно-серыми алевролитами, серыми косослоистыми, реже мелкозернистыми темно-серыми паралелльнослоистыми с прослоями мелкозернистых песчаников. Верхняя граница на площади не вскрывается.

В отложениях свиты на территории листа найдены довольно многочисленные двустворки [Зарубин и др., 2004ф], среди которых определяющее значение имеют *Otapiria ussuriensis* (Vor.) и *Eomonotis scutiformis* (Tell.), отвечающие среднему норию (слои с Otapiria ussuriensis – Otapiria nodosa и зона Eomonotis scutiformis) [Решения … , 2009]. По аналогии со стратотипической местностью, свита сопоставляется с большей частью килганинского горизонта и полным объемом ненкальского горизонта.

Мощность свиты – 700–900 м.

Свита завершает разрез триаса Таклаунского СР на территории листа. Более высокие слои триаса в этом районе обнажаются западнее, юго-западнее и южнее [Государственная … , 2005; Государственная … , 2013; Государственная … , 2016].

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Эрикитская СФЗ (7.1)

Отложения триаса этой зоны выходят на поверхность отдельными блоками в напряженной тектонической зоне вдоль Дарпирского разлома и батолитов Главного пояса: – у западной рамки площади в верхнем течении р. Эрэкит (Эрикит). Достоверно на этих участках установлены только отложения верхнего отдела триасовой системы, выделенные в эрикитскую толщу.

Эрикитская толща (T_3er) (по р. Эрэкит (Эрикит) впервые выделена при подготовке Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Розенкранц и др., 2000ф; Легенда … , 2002] для нерасчлененных норийско-рэтских отложений, распространенных в верхнем течении р. Эрэкит (Эрикит) [Попов и др., 1971ф].

Толщу слагают алевролиты и алеврито-глинистые сланцы, реже песчаники, глинистые и известково-глинистые сланцы, конгломераты, ракушняки. Разрез известен только в левом борту р. Эрэкит (Эрикит) выше устья руч. Потерянный и описан в ранге нерасчлененных отложений нория и рэта [Попов и др., 1971ф]. Сланцы и алевролиты в нижней части разреза сменяются выше песчаниками и алевролитами с линзовидными пластами конгломератов, еще выше песчаники переслаиваются со сланцами. Характерно присутствие многолучевых конкреций железистого карбоната. Мощность отложений в разрезе – 825–1075 м. В его верхней части известны находки двустворок *Monotis* cf. *ochotica* (Keys.), *Mon. ochotica* cf. var. *aequicostata* Kipar. и *Mon. ochotica* cf. var. *curchachis* Tell.

В бассейне ручьев Болотный и Музыкальный (левые притоки р. Эрэкит (Эрикит)) ниже по течению от приведенного разреза в верхней части толщи появляется прослой ракушняков (0,1–0,15 м) и конкреции карбонатного состава с текстурой, близкой к фунтиковой.

Немногочисленные двустворки, найденные в отложениях толщи, отвечают верхнему норию (зона Monotis ochotica, бургагчанский горизонт) [Решения … , 2009].

Эрикитская толща полностью исчерпывает разрез триаса одноименной зоны. Стратиграфически выше нее, возможно с локальным перерывом в объеме рэта, залегают отложения каменистинской толщи нижней юры.

Дарпир-Тирехтяхская СФЗ (7.3)

Верхние отложения этой зоны картируются в узком тектоническом клине от правобережья р. Омулёвка на восточном склоне долины в районе озер Мал. Дарпир и Дарпир и северо-западнее по правобережью р. Дарпир-Юрях, а также в локальных выходах на левобережье р. Мома в верховьях р. Талбыгыр. Ранее здесь картировались средний и верхний отделы триаса [Клочков и др., 1979ф; Хандожко и др., 1981ф].

Сердитинская толща (T_3sr) (по руч. Сердитый (Серебристый в нижнем течении) – правый приток р. Верина в 80–90 км юго-восточнее листа Q-55) выделена В. С. Шульгиной в 1999 г. по материалам А. Н. Ручкина [Ручкин и др., 1984ф; Решения … , 2009]. На территории листа толща сложена глинистыми сланцами и алевролитами, реже встречаются песчаники. Часто характерна высокая доля примеси известковистого и туфогенного материала. Стратотипическая местность расположена значительно южнее площади листа Q-55 – на правобережье р. Верина. Разрезы на территории листа неизвестны.

Несмотря на ограниченную площадь выходов на территории листа, в отложениях собрано довольно много остатков двустворок *Monotis ochotica* Keys., *Mon. densistriata* Tell., *Mon.* cf. *jakutica* Tell. Найденные формы дву-

створок уверенно указывают на зону Monotis ochotica (верхний норий, бургагчанский горизонт). Общий возраст толщи принят в полном объеме верхнего отдела триаса [Решения … , 2009].

Мощность отложений варьирует в интервале 500–800 м.

Рассошинская СФО (10)

Верхнезырянско-Ясачненская СФЗ (10.1)

Сарынская и перевальная свиты объединенные (T_3sr+pr)* включают отложения, которые ранее на среднемасштабных геологических картах большей частью картировались в виде нерасчлененных отложений нория или нория и рэта [Алешко и др., 1974ф; Ремизов и др., 1974ф].

Сарынская свита (по р. Сарынь – левому притоку р. Зырянка в верхнем течении) [Константинов и др., 2000] сложена черными пиритизированными алевролитами, которые в нижней части содержат редкие прослои с эллипсовидными конкрециями (до 0,25 м) глинисто-карбонатного состава, а в верхних горизонтах известны многочисленные мелкие (1–2 см) шаровидные карбонатные конкреции. В качестве стратотипа рассматривается хорошо охарактеризованный фауной разрез (41,5 м) свиты на правобережье р. Зырянка [Константинов и др., 1997]:

Найденные формы аммоноидей, наутилоидей и двустворок определяют возраст свиты в интервале позднего карния – нижнего нория. Главное значение имеют аммоноидеи *Neosirenites* cf. *irregularis* (Kipar.) (зона Sirenites yakutensis, середина верхнего карния), двустворки *Zittelihalobia ornatissima* (Smith), *Zit.* cf. *omkutchanica* (Polub.), *Zit.* cf. *asperella* (Polub.), характеризующие зоны Zittelihalobia (Obruchevihalobia) ornatissima и Indigirohalobia (Popowihalobia) asperella (нижний – верхний карний и верхний карний – низы нория соответственно). Причем формы *Zittelihalobia* cf. *omkutchanica* (Polub.) и *Zit. paraomkutchanica* Polub. отвечают только верхнему карнию (слои с Zittelihalobia (Obruchevihalobia) omkutchanica). Норийскому уровню (верхнесарынская пачка) отвечают находки двустворок *Halobia kawadai* Yehara и других близких форм, характерных для зоны Indigirohalobia (Popowihalobia) indigirensis низов нория [Решения … , 2009].

Общая мощность свиты оценивается в объеме 90–160 м [Решения … , 2009].

Перевальная свита названа [Константинов и др., 2000] по перевалу из р. Зырянка в р. Бочера (местные названия перевала – Тургоякский, Озерный – по расположенному на перевале оз. Тургояк [Попов, 1945; Зимкин, 1963], перевал Черского [Седов, 2003]). Свиту слагают плитчатые и комковатые туфоалевролиты темно-серого цвета с линзами ракушняков и редкими прослоями известковистых алевролитов. Стратотип свиты мощностью 108 м описан в 4,3 км от устья в обрывах левого берега руч. Андезитовый (левый приток р. Агындя) [Константинов и др., 1997].

---

* Сырынская и перевальная свиты входят в состав нижней и средней частей старицкой серии [Решения … , 2009] *(Прим. науч. ред.)*.

В истоках руч. Петровский (левый приток р. Омчикчан) М. Н. Вавиловым [Вавилов, 1993] над норийскими слоями, относимыми к перевальной свите, после небольшого перерыва в обнаженности (13 м) задокументированы слои с фауной рэтского яруса (более 60 м, а с учетом перерыва внутри интервала – более 90 м). Выше согласно залегают слои с остатками нижнеюрских аммоноидей.

Возраст свиты по фауне двустворок определен на уровне среднего – начала позднего нория, возможно, наиболее верхние горизонты свиты имеют рэтский возраст. Определяющую роль играют находки *Otapiria* ex gr. *ussuriensis* (Vor.), *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *Monotis ochotica* (Keys.), характеризующие переходные слои от нижнего нория к среднему (слои с Otapiria ussuriensis и слои с Otapiria nodosa), зоны Eomonotis scutiformis и Monotis ochotica (средний и верхний норий соответственно). Переходным слоям к рэтскому ярусу отвечают находки *Tosapecten hiemalis* (Teller.), а к собственно рэтскому – *Tosapecten efimovae* Polub. [Решения … , 2009], но последние найдены только в верхнем течении р. Олгуя [Вавилов, 1993].

Общая мощность свиты в стратотипической местности – 100–110 м [Решения … , 2009].

Общая мощность объединенного подразделения – 190–260 м.

Рассошинская СФЗ (10)

Триасовые отложения этой области ограниченно в виде разобщенных фрагментов распространены в чрезвычайно напряженной тектонической обстановке осевой части Момского хребта.

Нижнебулкутская СФЗ (10.2)

Рассошинская (нижнеиченская, рассохинская) толща (T_3rs) (по р. Рассоха), как правило, унаследованно сопровождает выходы устьбулкутской толщи. Рассохинская толща как самостоятельная единица впервые выделена авторами Яно-Индигирской СЛ-200/2 [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф] по материалам М. И. Терехова и соавторов [Мерзляков и др, 1987а,ф; Терехов, Дылевский, Ликман, 1988] и принята в измененной транскрипции написания – рассошинская – на Третьем МВРСС [Решения … , 2009]. Нижнеиченскую толщу выделяли авторы Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002; Розенкранц и др., 2000ф]. Местоположение частных разрезов толщи указано на правобережье руч. Ичен (левый приток р. Рассоха) и на р. Рассоха ниже устья р. Булкут. Толща представлена чередующимися песчаниками и алевролитами, реже туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфами и туффитами основного состава, туфогравелитами с пластами (3–15 м) базальтов, андезибазальтов и андезитов. К отложениям этой толщи относится разрез (323 м) в бассейне руч. Находка (левый приток р. Сахарымнан) [Сурмилова и др., 1979ф], где она сложена переслаиванием песчаников и алевролитов, часто комковатых, с отдельными пластами туфоалевролитов и глинистых известняков. К рассошинской толще относится выход глинистых сланцев и песчаников с монотисами и базальтами – в среднем течении

р. Саркынья, установленый Е. Ф. Дылевским в 1983 г. [Мерзляков и др., 1987а,ф], а также вытянутый в меридиональном направлении тектонический блок в западном эндоконтакте Рассошинского гранитного массива (О. Ю. Лебедева, устное сообщение, 2021 г.).

Предполагается, что толща в большинстве случаев залегает на устьбулкутской, а перекрывается с размывом отложениями верхней юры. На р. Саркынья отложения устьбулкутской толщи не установлены, и рассошинская толща с базальтами в основании залегает на сергеляхской свите нижнего карбона [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Возраст толщи оценивается в интервале карния–рэта. Карнийский уровень характеризуют находки *Zittelihalobia (=Obruchevihalobia, Halobia)* ex gr. *ornatissima* Smith. (зона Zittelihalobia (Obruchevihalobia) ornatissima, переходные слои от нижнего к верхнему карнию). Норийскому ярусу последовательно отвечают находки *Oxytoma mojsisovicsi* Tell., *Eomonotis* cf. *scutiformis* (Tell.), *Monotis ochotica* Keys. (зоны Indigirohalobia (Popowihalobia) indigirensis, Eomonotis scutiformis и Monotis ochotica, верхи нижнего, средний и верхний норий), а рэтскому – *Tosapecten* ex gr. *efimovae* Polub (зона Tosapecten efimovae, рэт). Все перечисленные формы найдены в разрезе руч. Находка [Сурмилова и др., 1979ф] и близки к видам-индексам одноименных зон или являются непосредственно таковыми [Решения … , 2009].

Карнийско-рэтскому возрасту рассошинской толщи не противоречат и недавние находки в туфогенных породах западного эндоконтакта Рассошинского массива в левом борту р. Рассоха многочисленных ядер и отпечатков брахиопод рода *Piarorhynchia*, двустворок *Monotis* cf. *zabaikalica* (Kipar.), *Otapiria* cf. *nodosa* Trusch.?, *Tancredia* cf. *tuchkovi* Kipar, *Entolium* aff. *kolymaense* Kipar (сборы О. Ю. Лебедевой, определения В. Г. Данилова, 2021 г.).

Мощность толщи – 150–400 м [Решения … , 2009], до 500 м.

Алазейская СФО (6)

Триасовый разрез Алазейской области представлен на территории листа двумя толщами верхнего отдела триаса – отчегыйской и кудерайской. Обе толщи ранее никогда на геологических картах не отражались и были выделены впервые геологами, участвовавшими в подготовке Колымской СЛ-200/2 (В. С. Шульгина и др.) [Легенда … , 1999а] на основе материалов ГСР-200 [Кац и др., 1975ф; Николаев Ю. Т. и др., 1975ф]. Ранее все отложения триаса здесь выделялись в самостоятельную толщу – эгеляхскую [Русаков и др. 1971ф], которая не использовалась при ГСР-200.

О т ч е г ы й с к а я т о л щ а (T$_3$ot) (по р. Отчегый-Кудерай (на топокартах – Оччугуй-Кудерай) – правому притоку р. Седедема (Федотиха) на территории листа образует один выход на правобережье руч. Прав. Отчегый-Кудерай (первый снизу правый приток р. Оччугуй-Кудерай и еще один небольшой фрагмент обнажен там же, на правобережье р. Седедема (Федотиха) ниже устья р. Оччугуй-Кудерай. Ранее на геологических картах эти отложения картировались как нерасчлененный карнийский ярус [Николаев Ю. Т. и др., 1975ф]. Толщу слагают туфопесчаники, туффиты, туфобрекчии, доломитистые туфопесчаники, туфоалевролиты, радиоляриевые туфы, гравелиты с подчиненными

горизонтами риолитов, туфов риолитов и андезитов. Опорный разрез (350–420 м) толщи – в верховьях р. Прав. Отчегый-Кудерай [Николаев Ю. Т. и др., 1975ф] паредставлен преимущественно туфопесчаниками и туфами, иногда известковистыми, в нижней части характерны прослои туфогравелитов.

Нижняя граница отложений не установлена. Предполагается [Легенда … , 2002], что толща с несогласием залегает на палеозойских отложениях. Залегание пород преимущественно пологое (10–20°). В южной части выходов преобладают падения на юго-запад, а в северной – на север, северо-запад, что позволяет преполагать брахиформную антиклиналь субширотного простирания.

Определяющими формами фауны, на которых основан позднетриасовый возраст толщи, служат двустворки, причем в верхней части, в упомянутом разрезе определены и норийские формы, что дает основание датировать толщу карнием – началом нория. Карнийскому ярусу (зона Zittelihalobia zittelli) отвечают находки *Zittelihalobia (=Halobia) zittelli* Lindst. Переходные от карния к норию слои отражают формы *Zittelihalobia (=Popowihalobia, Halobia) superba* Mojs. (слои с Zittelihalobia (Obruchevihalobia) kiparisovae), а норию вместе с уже новыми раковинами галобий отвечают находки монотисовых форм и отапирий [Решения … , 2009].

Мощность толщи в целом по площади оценивается в 350–420 м.

К у д е р а й с к а я т о л щ а (T_3kd) (по рекам Улахан-Кудерай и Оччугуй-Кудерай – правым притокам р. Седедема (Федотиха) распространена на территории листа более широко, обнажаясь по правобережью р. Оччугуй-Кудерай, а также в виде узких линейных выходов на междуречье р. Седедема (Федотиха) и р. Сюстиннях. Ранее на геологических картах эти отложения картировались как нерасчлененный норийский ярус [Кац и др., 1975ф; Николаев Ю. Т. и др., 1975ф].

Толщу слагают вулканомиктовые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, алевритистые аргиллиты, туффиты, туфы среднего, смешанного состава с прослоями лав среднего и основного состава, с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов и известняков. В составе гальки конгломератов до 50 % составляют порфировые базальты и андезиты и их туфы [Кац и др., 1975ф]. Наиболее хорошо охарактеризованный фаунистически разрез (435 м), который ранее рассматривался в качестве опорного для нория, описан в среднем течении р. Эселях (Эселях, правый приток р. Кыллах возле восточной рамки листа Q-55) [Кац и др., 1975ф]. В бассейне р. Оччугуй-Кудерай кудерайская толща согласно перекрывает отчегыйскую, севернее, в верхнем течении р. Эгелях отмечено полное выпадение из разреза отчегыйской толщи и залегание кудерайской с угловым несогласием на пермских отложениях. Стратиграфически выше кудерайской толщи везде, предположительно, согласно залегают юрские отложения.

Норийский возраст толщи уверенно подтверждается найденными в перечисленных и других разрезах, а также по площади в целом двустворками *Eomonotis scutiformis* (Tell.) и *Monotis ochotica* (Keys.), которые характеризуют зоны Eomonotis scutiformis и Monotis ochotica (средний и верхний норий) [Решения … , 2009].

Мощность толщи в фактических разрезах меняется несущественно – известны разрезы от 200 до 465 м – тем не менее, не исключается и ее возрастание до 1000 м [Решения … , 2009].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения юры наиболее широко распространены на территории листа: они на две трети слагают Момский хребет, более чем на половину слагают складчатые сооружения на левобережье Момы в осевой части хр. Черского, являясь матриксом для гранитных массивов Главного Колымского плутонического пояса. Весьма значима их роль и на Алазейском плоскогорье.

Структурно-формационное районирование юрских отложений осложнено тем, что именно в юрское время в интервале между байосом и концом титона произошли масштабные геологические события, существенно изменившие весь структурный план и формационную зональность территории. Однако эта перестройка происходила в разных частях территории неодновременно: в юго-восточной и центральной частях площади листа (в современных координатах) – в середине средней юры, на юго-западе – в середине поздней (в кимеридже). В северо-восточной части (на территории современного Алазейского плоскогорья основная перестройка произошла позднее – на рубеже юры и мела.

Возникшие в средней и поздней юре морские бассейны в раннемеловое время трансформировались в континентальные, но общий структурный план оставался прежним. В связи с этим в данной работе не применяется сквозное районирование для всего юрского «среза», как это сделано в Верхояно-Колымской СЛ [Легенда … , 2000], а «срез» разделен на нижне- верхненеюрский (унаследованный от триаса) и среднеюрско-меловой. Причем последний имеет ступенчатую нижнюю границу, по указанной выше причине разновременности структурной и формационной перестройки. Однако в части названий и границ общее структурно-формационное районирование территории листа не сильно отличается от СЛ. Принятые изменения оговариваются ниже.

На территории листа выделены фрагменты пяти структурно-формационных областей (с юго-запада на северо-восток): Инъяли-Дебинско-Сугойской, Селеннях-Омулевской, Расссошинской, Уяндино-Ясачненской и Алазейской. В каждой области выделяется от одной до двух структурно-формационных зон (рис. 7) указанных в среднеюрском–меловом «срезе», выделяется СФО Главного Колымского плутонического пояса, но стратифицированных образований в этой области нет и в данной главе она не рассматривается.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (8)

Нерско-Берелехская СФЗ (8.1)

К а д ы к ч а н с к а я с в и т а (J_1kd) закартирована на правобережье р. Нера [Зарубин и др., 2004ф; Государственная (Артык) … , 2017] как в виде узких

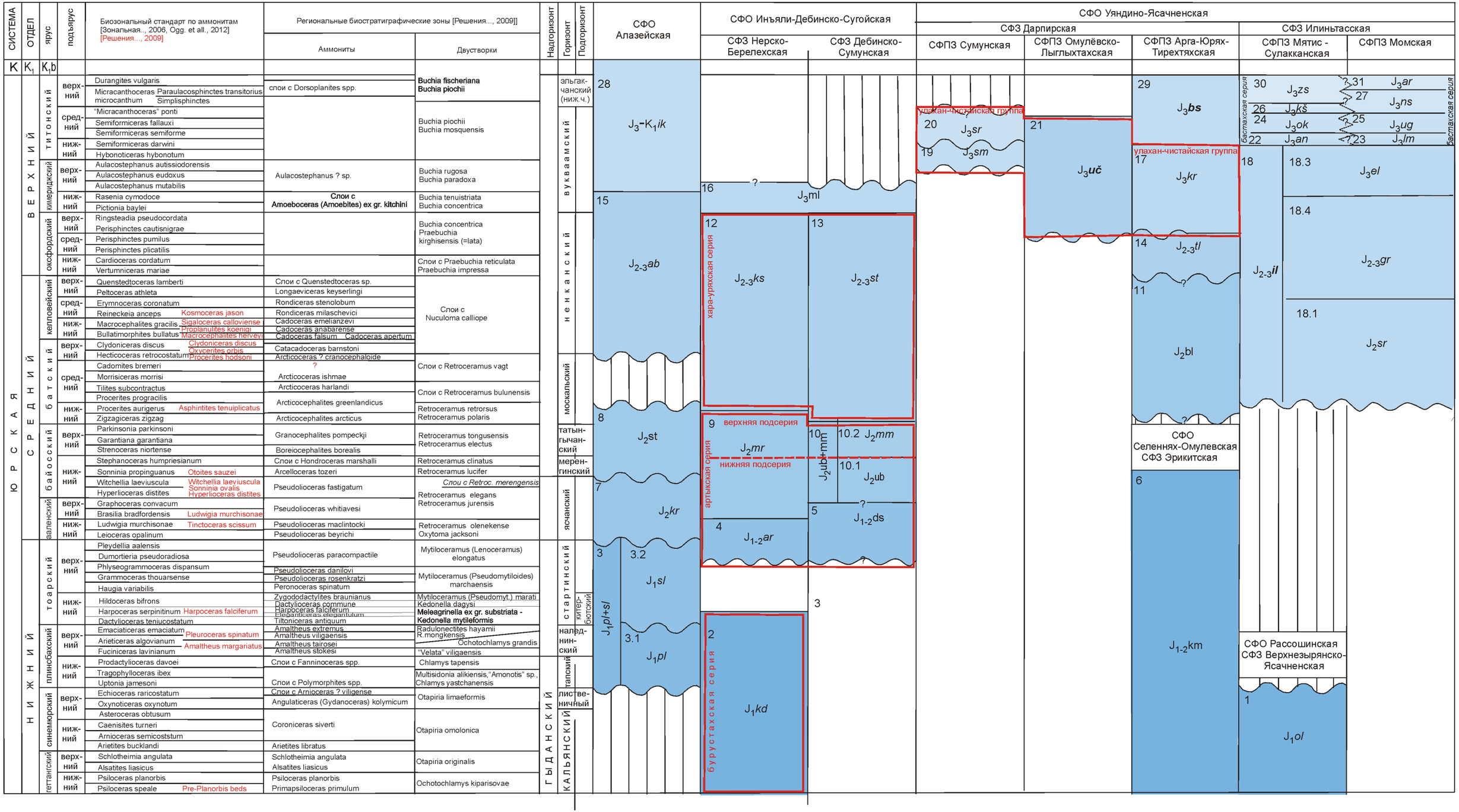


Рис. 7. Схема корреляции стратифицированных образований юры территории листа Q-55 – р. Мома.

Свиты и толщи: 1 – олгуинская свита, 2 – кадыкчанская свита, 3 – пологинская и сылгынская свиты объединенные (3.1 – пологинская, 3.2 – сылгынская), 4 – аренская свита, 5 – дарпир-сиенская толща, 6 – каменистинская толща, 7 – курунурийская свита, 8 – сюстинняхская свита, 9 – мередуйская свита, 10 – ульбутаканская толща и момантайская свита, объединенные (10.1 – ульбутаканская толща, 10.2 – момантайская свита), 11 – белоручьевская толща, 12 – костерская свита, 13 – сиетаньинская серия (18.1 – сарканьинская свита, 18.2 – гармычанская свита, 18.3 – элекчанская свита), 14 – талбыгырская свита, 15 – абыгалахская свита, 16 – молиджакская толща, 17 – кюрэтерская свита, 18 – илиньтасская свита, 19 – сумунская свита, 20 – серганьинская свита, 21 – улахан-чистайская группа осадочно-вулканогенных комплексов, нерасчлененные отложения, 22 – антыйская свита, 23 – ламуткинская свита, 24 – окочанская свита, 25 – устьаганджинская свита, 26 – крестсалинская свита, 27 – нейсаттская свита, 28 – иккикюнняхская свита, 29 – бастахская серия нерасчлененная, 30 – зашиверская свита, 31 – аргатасская свита.

Q-55 Вклейка. Заказ 42014100

клиньев, слагающих верхние горизонты синклинальных складок среди отложений триаса, так и в моноклинальном залегании в основании юрского разреза вдоль северо-восточного фланга Чай-Юрьинской зоны разрывных нарушений. Свита впервые была выделена Ю. М. Бычковым [Бычков, 1966] взамен берелёхской свиты, выделенной ранее А. А. Николаевым [Бычков, 1963]. Название дано по руч. Кадыкчан (правый приток р. Аркагала южнее площади листа Q-55). Свита сложена алевролитами мелко-, крупнозернистыми и аргиллитами голубовато-, зеленоватыми, темно-серыми и черными с подчиненными прослоями песчаников мелкозернистых и алевритистых. Постоянны прослои полосчатых окремненных пород, в алевролитах встречаются шаровидные слюдисто-карбонатные конкреции (0,2–0,5 м). Нижняя граница свиты на большей части территории имеет тектонический характер либо находится под рыхлыми склоновыми отложениями. Породы вдоль контакта подвержены региональному и дислокационному метаморфизму с образованием различных сланцев, полосчатых пород и зон милонитизации. В то же время, отсутствие ниже отложений рэта, известных на сопредельных территориях, указывает на возможное стратиграфическое несогласие между триасовыми и юрскими отложениями. Послойный разрез нижней части (350 м) кадыкчанской свиты описан по элювию на левобережье руч. Лесной (левый приток р. Курун-Агалык, выше ныне нежилого пос. Победа), а разрез верхней части (80 м) в коренных обнажениях в русле р. Артык [Зарубин и др., 2004ф]. В разрезе свита представлена алевролитами и аргиллитами с редкими мломощными прослоями песчаников. Верхняя граница свиты проводится по кровле пачки (до 30 м) переслаивания аргиллитов и алевролитов мелкозернистых, выше которых залегают песчанистые алевролиты и песчаники аренской свиты.

В свите на территории листа найдены немногочисленные, но разнообразные фаунистические остатки. Определяющее значение имеют двустворки *Otapiria* cf. *originalis* (Kipar.) близкие к характерным видам зон Ochotochlamus kiparisovae и Otapiria originalis (геттанг). Значимы и находки криноидей *Pentacrinus* cf. *subangularis* (Mill.), известных с уровня геттанга по синемюр включительно. Эти данные не противоречат принятому возрасту свиты в объеме всего геттангского, синемюрского и плинсбахского ярусов [Решения … , 2009].

Общая мощность свиты – 400–450 м.

Рассошинская СФО (10)

Верхнезырянско-Ясачненская СФЗ (10.2)

О л г у и н с к а я с в и т а (J_1ol) (по р. Олгуя – левому притоку р. Ясачная) занимает небольшие по площади участки в бассейне р. Олгуя, ручьев Петровский, Нуманья и Находка (междуречье Омчикчана и Рассохи) и на правобережье р. Агындя. Ранее на геологических картах свита никогда не картировалась и была предложена Ю. С. Репиным. На геологических картах эти отложения картировались в ранге нерасчлененного нижнего отдела юры [Сурмилова и др., 1979ф]. Свиту слагают алевролиты, глинистые и углисто-глинистые

алевролиты, переслаивающиеся с аргиллитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками. Разрез (327 м) в верховье р. Олгуя [Сурмилова и др., 1979ф] в нижней части представлен чередованием пачек алевролитов и аргиллитов с тонкими прослоями песчаников, а выше аргиллиты исчезают, начинается переслаивание алевролитов и песчаников. В самых верхах разреза снова появляются прослои аргиллитов. По разрезу собраны разнообразные двустворки.

Верхняя граница свиты на площади достоверно не установлена, предполагается, что она с размывом и угловым несогласием перекрывается илиньтасской свитой средней–верхней юры. Принят геттанг-синемюрский возраст отложений на основании определений двустворок. Верхней части синемюра уверенно отвечают *Otapiria limaeformis* Zakh. (зона Otapiria limaeformis). Формы *Arctomutiloides (=Pseudomutiloides)* ex gr. *sinuosus* Polub. отвечают геттангу и почти всему синемюру, *Anomia* sp. (cf. *lemniscata* Polub.) – синемюру [Решения … , 2009]. В материалах итоговых решений Третьего МВРСС [Решения … , 2009] нижняя граница свиты опущена до верхней границы рэтского яруса. В настоящей работе рэтская часть отнесена к верхам перевальной свиты верхнего триаса. В пользу такого решения говорит и отчетливая смена в разрезе на руч. Петровский – существенно песчаниковые пачки с триасовыми двустворками сменяются существенно глинистыми отложениями с нижнеюрскими аммоноидеями [Вавилов, 1993].

Мощность свиты – 700 м.

Алазейская СФО (6)

Нижнеюрские отложения в этой области развиты ограниченно на северо-западной и юго-восточной окраинах одноименного плоскогорья в северо-восточной части территории листа.

Пологинская и сылгынская свиты объединенные (J_1pl+sl) ранее на геологическх картах не картировались, а отложения показывались в ранге нерасчлененных плинсбахского и тоарского ярусов [Государственная … , 1980а; Государственная … , 1980б]. Они были установлены только в юго-западной части Алазейского плоскогорья. Обе свиты выделены Ю. С. Репиным и И. В. Полуботко [Репин и др., 1996; Решения … , 2009] по материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф; Николаев Ю. Т. и др., 1975ф].

Пологинская свита (по руч. Пологий – левому притоку р. Эселях (Эгелях) сложена разнозернистыми туфопесчаниками, которые, чередуясь с туфоалевролитами, туффитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами и туфами среднего состава различной размерности, создают характерный пестрый композиционный рисунок. В качестве стратотипа рассматривался разрез на левобережье р. Кыллах, против устья ее правого притока – р. Сюстиннях [Легенда … , 2002; Розенкранц и др., 2000ф], описание которого не приводилось. Наиболее нижние горизонты свиты обнажены на правобережье Седедемы ниже устья р. Оччугуй-Кудерай, где в ее основании залегает пачка (50–60 м) туфоконгломератов, конгломератов, конгломерато-брекчий и туфогравелитов [Государственная … , 1980а]. Более детальное послойное описание вышележащих отложений известно в береговых обрывах р. Седедема (Федотиха)

в двух фрагментах – в среднем течении выше устья р. Абагылах (правый приток р. Седедема (Федотиха) и выше устья р. Сылгы-Юрях (левый приток р. Седедема (Федотиха) [Кац и др., 1975ф]. Разрез (280–300 м) представлен равномерным чередованием пачек туфогенных пород (туфоалевролиты, туфопесчаники), среди которых встречаются пласты и прослои туффитов, туфов среднего состава, мелкогалечных конгломератов. В верхней части разреза появляются вулканомиктовые песчаники и известковистые туфоалевролиты.

Свита с заметным размывом залегает на подстилающих отложениях разного возраста и также с размывом перекрывается сылгынской свитой. Плинсбахский возраст свиты принят по находкам двустворок и аммоноидей. Среди первых определяющее значение имеют *Tancredia* ex gr. *kuznetsovi* Petr. (зона Radionectites hyammi – Rad. mongkensis, верхний плинсбах, наледнинский горизонт). Аммоноидеи *«Amaltheus» (Am.) talrosei* Repin отвечают зоне Amaltheus talrosei того же горизонта и середине верхнего плинсбаха) [Решения … , 2009].

Мощность свиты оценивается в 280–300 м.

Сылгынская свита (по р. Сылгы-Юрях – левому притоку р. Седедема (Федотиха) представлена туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и туфами кислого и среднего состава, гравелитами, конгломератами, аргиллитами, песчаниками. Достоверных разрезов свиты нет. В разрезе пологинской свиты на р. Седедема (Федотиха) присутствует пачка (50 м) тонкоплитчатых интенсивно кливажированных аргиллитов и туфоалевролитов темно-серого и почти черного цветов. Более высокие горизонты сылгынской свиты представлены только элювиальными и делювиальными развалами.

В разрезе свиты собран комплекс двустворок и аммоноидей, позволяющий отнести отложения к тоару. Низам яруса отвечают аммоноидеи *Zugododactylites? braunianus* (Orb.) (зона Zugododactylites braunianus, верхи нижнего тоара и китербютского подгоризонта). Бóльшую часть тоарского яруса в целом (кроме низов) характеризуют двустворки *Meleagrinella* ex gr. *faminaestriata* Polub., а самым верхам тоара отвечают двустворки *Arctotis marchaensis* Polub. (зона Mytiloceramus (Lenoceramus) elongatus) [Решения … , 2009]. Мощность свиты – 100–120 м.

Общий стратиграфический объем объединенного подразделения соответствует плинсбаху и тоару, мощность – 380–420 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (8)

Нерско-Берелёхская СФЗ (8.1)

Аренская свита ($J_{1-2}ar$) распространена к северо-востоку от выходов кадыкчанской свиты [Зарубин и др., 2004ф; Государственная (Артык) … , 2017]. Аренская свита была выделена Ю. М. Бычковым в 1961 г. [Бычков, 1963] с разрезами на левобережье р. Артык. Название дано по руч. Арена (правому притоку р. Артык в 4 км выше устья руч. Кобди), в 0,5–3 км ниже

устья которого, по данным автора, расположен разрез верхней части свиты. Она сложена пачками (мощностью 20–100 м) частого (0,1–1 м) переслаивания алевролитов мелко-, крупнозернистых, песчанистых темно-серых и черных, песчаников мелкозернистых и алевритистых серых, реже – черных аргиллитов. В приподошвенной части свиты постоянно присутствуют эллипсоидные, уплощенные песчано-глинистые и кремнисто-глинистые конкреции (до 0,8 м). Нижняя часть свиты описана в коренных обнажениях на правобережье руч. Кобди и в устье руч. Арена, а верхняя – на водоразделе ручьев Сомнение и Ранний (левые притоки р. Хара-Юрях) [Зарубин и др., 2004ф]. В нижней части пачки песчаников чередуются с пачками переслаивания песчаников и алевролитов, а верхней алевролиты преобладают, присутствуют в виде прослоев песчанистые алевролиты и, реже, собственно песчаники. Сводная мощность по обоим фрагментам составляет 480 м. Верхняя граница проводится в кровле пачки переслаивания крупно- и мелкозернистых алевролитов, перек рытой мелкозернистыми массивными песчаниками мередуйской свиты.

Остатки фауны, в стратотипической местности на левобережье р. Артык, представлена белемнитами *Hastites* cf. *milleri* (Phil.), *Has.* cf. *forthensis* (Kobb.) и позволяет датировать возраст отложений концом тоара – ааленом*. На ааленский уровень также указывают находки двустворок *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* (Pomp.) (зона Propeamussium olenekense – Oxytoma jacksoni, нижний аален) [Решения … , 2009], известные в верховьях р. Буордах [Государственная (Сасыр) … , 1979]. На основании этих данных возраст свиты определяется самым концом тоара – ранним ааленом.

Максимальная мощность свиты составляет на площади 480 м, в направлении на северо-запад с возрастанием зернистости пород она снижается до 400 м.

Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (8)

Дебин-Сумунская СФЗ (8.2)

Дарпир-сиенская толща ($J_{1-2}ds$) (по руч. Дарпир-Сиена на южной рамке листа) выделена В. Г. Ермоленко в 1993 г. [Ермоленко и др., 1993ф; Решения … , 2009]. На территории листа Q-55 картируется впервые по аналогии с отложениями южнее рамки [Ермоленко и др., 2014ф]. К этой толще у южной рамки площади на правобережье руч. Дарпирчик (левый приток р. Дарпир-Сиена) условно отнесены глинистые сланцы и алевролиты, которые ранее относились к нижней юре [Государственная (Улаха-Чистай) … , 1995ф]. Фаунистические остатки здесь не найдены, границы тектонические: с запада по нарушению отложения граничат с момантайской свитой и гранитами Дарпирского батолита, с востока – с молиджакской толщей. Южнее рамки листа отложения согласно перекрываются ульбутаканской толщей.

* Возраст белемнитов рода Hastites из аренской свиты в последние годы пересмотрен в сторону омоложения и по современным данным отвечает самому концу тоара – аалену; большая часть тоара из разреза выпадает [Государственная … , 2016].

Второй выход расположен на правобережье р. Дарпир-Юрях [Клочков и др., 1979ф; Государственная (Улаха-Чистай) … , 1995ф], где свита, предположительно с размывом, залегает на сердитинской толще верхнего триаса. Здесь она представлена песчано-сланцевыми отложениями с прослоями мелкогалечных конгломератов с белемнитами *Mesoteuthis* sp. indet и *Megateuthis* sp. Еще один фрагмент дарпир-сиенской свиты известен в верхнем течении р. Буордах. Преобладающие здесь глинистые сланцы содержат раковины *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* (Pomp.) [Данилогорский и др., 1967ф], близкие к виду, характерному именно для нижней половины аалена [Решения … , 2009]. Белемниты рода *Mesoteuthis* распространены в отложениях тоар-байосского возраста. На соседней с юга территории листа P-55 они известны в низах нижней подсерии артыкской серии, возраст которой самый конец тоара – ранний байос. На основании этих данных принимается возраст свиты: конец тоара – аален.

Мощность оценивается в 800–900 м по аналогии с прилегающей с юга площадью.

Селеннях-Омулевская СФО (7)

Эрикитская СФЗ (7.1)

Юрские отложения этой зоны представлены одной каменистинской толщей, выделенной при подготовке Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Розенкранц и др., 2000ф]. Ранее здесь картитровались нерасчлененные отложения нижней и средней юры.

К а м е н и с т и н с к а я т о л щ а (J_{1-2}?km) (по руч. Каменистый – правому притоку р. Эрэкит (Эрикит) представлена сероцветными алевролитами и аргиллитами (глинистыми сланцами), которые чередуются с подчиненными мелкозернистыми вулканомиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками. В сланцах, иногда в значительном количестве (до 30 %, обычно не более 1–2 %), содержится рассеянная вкрапленность рудных минералов. Один из наиболее полных (835 м) разрезов толщи обнажен по правому берегу р. Эрэкит (Эрикит) [Попов и др., 1971ф] и представлен переслаиванием алевролитов и сланцев при резко подчиненной доле песчаников. Кроме отпечатков криноидей *Pentacrinus* sp. indet. фауна в разрезе не обнаружена.

Толща, предположительно согласно, залегает на эрикитской толще триаса. Возраст толщи в интервале геттанга–байоса принят условно: кроме плохих остатков криноидей, другая фауна в отложениях в бассейне р. Эрэкит (Эрикит) не установлена. Криноидеи рода *Pentacrinus* на Северо-Востоке России как характерные были известны в отложениях нижней юры от геттанга до плинсбаха включительно [Решения … , 1978]. Толща перекрывается грубообломочной белоручьевской толщей с батскими двустворками, которая отвечает уже иному этапу осадконакопления и относится к новой Уяндино-Ясачненской структурно-формационной области.

Мощность толщи оценивается в 800–1350 м [Розенкранц и др., 2000ф; Легенда … , 2002].

Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (8)

Нерско-Берелёхская СФЗ (8.1)

Мередуйская свита (J_2mr) широко распространена по правобережью р. Нера [Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф; Зарубин и др., 2004ф; Государственная (Артык) … , 2017]. Выделена Ю. М. Бычковым [Бычков, 1963] со стратотипом на левом и правом берегах р. Артык в 0,5–2,8 км ниже устья руч. Мередуй (левый приток р. Артык в среднем течении). Свита сложена неравномерно переслаивающимися песчаниками (существенно преобладают) и алевролитами. По их соотношению в разрезе она разделена на три подсвиты, но, с учетом возможностей мелкомасштабного картирования, свита показана как единое тело. Границы с подстилающими и перекрывающими отложениями согласные. Наиболее полный разрез по нескольким последовательно наращиваемым фрагментам известен на водоразделе левых притоков р. Хара-Юрях – ручьев Сомнение и Ранний, по р. Артык и по правому притоку р. Нера – руч. Хара-Юрях [Зарубин и др., 2004ф]. Свита в этом разрезе сложена равномерным чередованием пачек алевролитов и песчаников, содержащих в своем составе прослои и тех, и других пород. Встречаются пачки, сложенные исключительно алевролитами, реже песчаниками. В верхней части разреза песчаники приобретают зеленовато-серый оттенок. Общая мощность свиты по этим фрагментам разреза составляет 2770 м.

В рассматриваемой зоне мередуйская свита согласно перекрывается костерской свитой. Возраст свиты определяется в интервале поздний аален – начало бата. Ааленский возраст, по данным Ю. М. Бычкова, имеют двустворки *Inoceramus* cf. *ussuriensis* Vor., *In. subambiguus* Peel. и белемниты *Salpingoteuthis tubularis* (Young. et Bird.), найденные в низах свиты на руч. Грибной (левый приток р. Артык) Е. Т. Шаталовым [Бычков, 1963; 1966]. Другими исследователями на территории листа собственно ааленские формы фауны не отмечаются: уровень верхнего аалена предполагается по согласному залеганию мередуйской свиты на нижнеааленских слоях аренской, а повторные сборы в разных точках в средней части свиты двустворок *Retroceramus (Mytiloceramus, Inoceramus?)* cf. *ussuriensis* (Vor.) [Зарубин и др., 2004ф] уже отвечают байосу [Решения … , 2009]. Байосу, по мнению того же Ю. М. Бычкова, отвечают и найденные в средней части свиты белемниты *Megateuthis elliptica* (Mill.) и *Mesoteuthis* sp., которые в совместном нахожденнии известны в отложениях байоса и южнее рамки листа [Геология … , 1970; Дзюба и др., 2011]. Уже более уверенно именно верхам байоса и нижнему бату отвечают находки двустворок *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* (Keys.) и аммоноидей *Cranocephalites* sp. indet. и *Arctocefalites* sp. indet. Двустворки близки к видуиндексу зоны Retroceramus retrorsus – Retroceramus polaris (нижний бат, низы москальского горизонта), а представители родов найденных аммоноидей характерны для самых верхов байоса – татынгычанский горизонт (зона Cranocephalites pompeckji) и для нижнего бата и переходных слоев к среднему ба-

ту – нижняя половина москальского горизонта (зоны Arctocefalites arcticus и Ar. greenlandicus) [Решения …, 2009].

Максимальная мощность свиты, установленная на территории листа – 2770 м, некоторое уменьшение мощности просматривается в направлении с юго-востока на северо-запад (до 2580 м), что сопровождается и огрублением осадков.

Дебин-Сумунская СФЗ (8.2)

Ульбутаканская толща и момантайская свита объединенные (J_2ub+mm) на территории листа картируются впервые в осевой части и на склонах горных сооружений Улахан-Чистайского хребта. Ранее эти отложения рассматривались или в составе мередуйской свиты [Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф] или в ранге нерасчлененных отложений аалена, байоса и бата.

Ульбутаканская толща (по руч. Ульбутакан – правому притоку р. Урультун в 30 км южнее рамки листа Q-55) выделена В. Г. Ермоленко в 1993 г. [Ермоленко и др., 1993ф; Решения … , 2009]. Отложения, относимые к этой толще на территории листа Q-55 ранее картировались в ранге нижней и средней подсвит мередуйской свиты [Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф]. В составе толщи преобладают алевролиты и сланцы, песчаники присутствуют в меньшем количестве. На площади листа в верхнем течении р. Сугун (Сумун) известен схематический разрез толщи, который ранее рассматривался в составе аалена [Клочков и др., 1979ф], состоящий из двух частей. В нижней части (250 м) – преимущественно глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и песчаников. В верхней (250 м) – переслаивание сланцев и алевролитов, содержащих редкие глинисто-карбонатные конкреции и редкие прослои песчаников.

Достоверные данные о находках остатков фауны в отложениях толщи на территории листа отсутствуют. Толща согласно перекрывает нижнеааленские отложения дарпир-сиенской толщи. Позднеааленский–раннебайосский возраст отложений принимается по аналогии с территорией листа P-55 [Государственная … , 2016].

Мощность отложений – около 500 м.

Момантайская свита (по р. Момантай – правому притоку р. Омулёвка в 9 км южнее территории листа Q-55) выделена В. Г. Ермоленко в 1993 г. [Ермоленко, 1997; Ермоленко и др., 1993ф; Решения … , 2009]. Отложения, относимые нами к этой свите на территории листа Q-55, ранее картировались в ранге верхней подсвиты мередуйской свиты или же байосского яруса. Надежных разрезов этой свиты на территории листа не установлено, так как большинство ее выходов находится в ореолах термального метаморфизма крупных гранитоидных массивов. Свита описана южне, на листе P-55. По данным [Государственная … 2016] момантайская свита (700–1300 м) песчаниковая в нижней половине и алевролитовая в верхней [Ермоленко, 1997]. Отложения свиты содержат остатки специфического позднебайоского комплекса ретроцерамов: *Retroceramus kystatymensis* Kosch.,

R. tongusensis (Lah.), *R.* Ex gr. *porrectus* (Eichw.), *R.* cf. *marinus* Kosch., отличающихся крупными, до гигантских, размерами раковин с грубой концентрически-складчатой ребристостью [Государственная … ., 2016]. Соответственно, возраст свиты принят как поздебайосский. Мощность на территории листа – около 800 м.

Свита согласно залегает на ульбутаканской толще, а перекрывается также согласно сиетаньинской свитой.

Возраст объединенного подразделения – поздний аален – байос. Общая мощность – 1200–1880 м.

Уяндино-Ясачненская СФО (4)

Дарпирская СФЗ (4.1)

Арга-Юрях-Тирехтяхская СФПЗ (4.1.3)

Белоручьевская толща (J_2bl) (по руч. Белый (Божий) – правому притоку р. Чалбыга) выделена при разработке Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Розенкранц и др., 2000ф]. Толща сложена известковистыми алевролитами и аргиллитами (сланцами), мергелями, обломочными известняками, гравелитами, конгломератами, песчаниками. Нижняя граница толщи достоверно не установлена – предполагается, что она со структурным несогласием и размывом залегает на каменистинской толще. Опорный разрез нижней части (500–580 м) толщи находится в верхнем течении руч. Белый [Государственная … , 1977] и представлен преимущественно известковистыми породами (известковистые аргиллиты, аргиллиты, мергели, известняки), которые в верхней части разреза переходят в гравелиты и конгломераты, образующие пачки до 175 м мощностью. По разрезу определены двустворки *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* (Keys.) и *Ret.* cf. *vagt* Kosh. Разрез верхней части (295–315 м) толщи ранее был описан как разрез келловея [Попов и др., 1971ф] на левом склоне долины р. Эрэкит (Эрикит). Наряду с известковистыми породами, аналогичными нижней части, здесь возрастает роль терригенных пород – аргиллитов и песчаников. Характерна косая слоистость и следы мелких размывов в основании пластов. Западнее р. Эрэкит (Эрикит) верхняя граница толщи не установлена – контакты везде тектонические, в верхнем течении ручьев Каменистый (правый приток р. Эрэкит (Эрикит) и Серый (левый приток р. Сюрюге) толща с угловым несогласием перекрывается кюрэтерской свитой верхней юры.

Бат-келловейский возраст толщи основан на находках аммоноидей в опорном разрезе толщи и двустворок в других разрезах. Батский уровень уверенно определяют двустворки *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* (Keys.) и *Ret.* cf. *vagt* Kosh., близкие к видам-индексам зон Retroceramus retrorsus – Retroceramus polaris (нижний бат) и Retroceramus vagt – Retroceramus bulunensis (слои с Retroceramus vagt, верхи среднего бата). Келловею отвечают находки в верховье р. Арга-Юрях двустворок *Meleagrinella* ex gr. *ovalis* (Phill.) (слои с Nuculoma calliope, келловей) [Решения … , 2009], а более уверенно именно верхам келловея отвечают найденные там же аммоноидеи *Quenstedticeras* vel *Longaeviceras* sp. [Государственная … , 1976а], однозначно указывающие на

слои с Quenstedticeras sp. середины ненканского горизонта (вторая половина верхнего келловея, стандартная зона Quenstedticeras lamberti) [Решения … , 2009]. Не исключено, что самые верхи толщи относятся к оксфорду, вид *Meleagrinella ovalis* (Phill.) известен в оксфорде и даже в кимеридже [Решения … , 2009], а аммоноидеи *Quenstedticeras* sp. в ранней литературе отмечались в интервале среднего келловея – нижнего оксфорда, в том числе и для территории нашего листа – на правобережье р. Нера [Бычков, 1966; Геология … , 1970].

Общая мощность толщи составляет не менее 900 м. За счет увеличения мощности келловейской части разреза [Государственная … , 1977] в бассейне р. Чалбыга и западнее нее, общая мощность толщи может достигать 1100 м.

Алазейская СФО (6)

Среднеюрские отложения Алазейской СФО представлены курунурийской и сюстинняхской свитами.

К у р у н у р и й с к а я (к у р у н ю р и й с к а я , к у р у н - ю р я х с к а я) с в и т а (J_2kr) как без видимого несогласия так и с размывом залегает на сылгынской свите. Свита выделена при ГСР-200 [Кац и др., 1975ф]. Название по р. Курун-Юрях (на топокартах – Курун-Юрюе или Курун-Юрья – правому притоку р. Кыллах возле восточной рамки листа Q-55). Позднее отложения отражались в ранге нерасчлененного ааленского яруса [Государственная … , 1980а]. В материалах Третьего МВРСС свита была фактически реанимирована, а ее название при этом трансформировалось в курун-юряхскую [Решения … , 2009].

Свита представлена песчаниками, туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфами смешанного и среднего составов, алевролитами и аргиллитами. Базальные части свиты сложены конгломератами. Наиболее детальное описание разреза (475 м) свиты известно в бассейне р. Седедема (Федотиха) выше устья ее левого притока – р. Сылгы-Юрях [Кац и др., 1975ф]. В нижней части разреза пачка (35 м) грубообломочных отложений – туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники с прослоями конгломератов и конгломераты с прослоями песчаников и гравелитов. Выше по разрезу конгломераты исчезают, преобладают туфопесчаники и туфоалевролиты, реже встречаются пачки аргиллитов и отдельные пласты известняков. Практически для всех пород характерна табачно-зеленая окраска. Разрез хорошо охарактеризован двустворками.

Нижняя граница свиты с размывом, местами согласная, а выше по разрезу она перекрывается мощным базальным горизонтом конгломератов сюстинняхской свиты. В южной части плоскогорья курунурийская свита местами полностью размыта и более древние отложения перекрываются сразу конгломератами сюстинняхской свиты.

Возраст отложений в интервале аалена – первой половины байоса основан на многочисленных двустворках и аммоноидеях. Низам аалена отвечают находки двустворок *Retroceramus* ex gr. *priscus* (Say.), верхнему аалену – аммоноидеи *Tugurites whiteavesi* (White) (зона Pseudolioceras whiteavesi, верхний

аален), переходным слоям от аалена к байосу – двустворки *Retroceramus jurensis* Kosch., *Ret. elegans* Kosch. (зона Retroceramus elegans – Ret. jurensis, верхний аален – нижний бат, ясчанский горизонт) [Решения … , 2009].

В нижнем течении р. Эселях мощность свиты составляет 500 м, а общая ее мощность – 500–700 м.

Сюстиннях с к а я с в и т а (J_2st) впервые выделена при ГСР-200 и закартирована в южной части Алазейского плоскогорья [Кац и др., 1975ф; Николаев и др., 1975ф]. Название свита получила по р. Сюстиннях (правый приток р. Кыллах в 10–12 км до восточной рамки листа Q-55). Стратотип свиты не указан, а разрезы довольно многочисленны. Свиту слагают туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, гравелиты, туфы, туфоалевролиты, алевролиты, пепловые туфы, туффиты, туфогенные известняки, песчаники, алевропесчаники, ракушняки, известковистые песчаники, известняки. Свита характеризуется довольно сильной фациальной изменчивостью: в направлении с севера на юг возрастает доля карбонатных и грубообломочных пород. Наиболее мощные разрезы свиты отмечаются именно на юге плоскогорья. В качестве примеров типовых с послойным описанием могут быть приведены разрезы по р. Улахан-Кудерай в двух фрагментах в нижнем и среднем течении [Николаев Ю. Т. и др., 1975ф]. Свита здесь сложена переслаиванием туфопесчаников и туфоалевролитов, нередко известковистых, с прослоями гравелитов в основании и в средней части. Отмечаются шаровидные конкреции известковистых туфов. Суммированная мощность свиты здесь колеблется от 1750 до 1810 м, но скорее всего она завышена за счет повторения слоев в первом и втором фрагментах.

Как уже отмечалось, нижняя граница свиты непостоянная – с большим размывом она залегает на различных, более древних отложениях мезозоя и палеозоя, и также с размывом перекрывается абыгалахской свитой. Возраст сюстинняхской свиты определяется по многочисленным двустворкам от середины раннего байоса до середины бата. Самым верхам нижнего байоса отвечают двустворки *Retroceramus* sp. indet. (? *lucifer* Eichw.) (зона Retroceramus lucifer, нижняя половина меренгинского горизонта). Верхний байос и бат характеризуют двустворки *Retroceramus ex gr. porrectus* Eichw. (зона Retroceramus tongusensis – Ret. electus, татынгычанский горизонт) [Решения … , 2009], известные также в более высоких слоях москальского горизонта [Решения … , 1978].

Общая мощность свиты в максимальных значениях оценивается не более чем 1500 м. От окраин к центру плоскогорья она уменьшается до 300 м [Кац и др., 1975ф].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (8)

Нерско-Берелёхская СФЗ (8.1)

К о с т е р с к а я с в и т а ($J_{2-3}ks$) распространена [Клочков и др., 1979ф; Зарубин и др., 2004ф] в бассейнах рек Делянкир, Андыгычан и Кулухун, в вер-

ховьях рек Турах, Бурустах, Хара-Юрях и Артык. Свита была выделена в 1961 г. Ю. М. Бычковым [Бычков, 1963] без указания стратотипа и разделена на две подсвиты. Название дано по руч. Костер (правый приток р. Артык в среднем течении), лучшие обнажения им были отмечены по р. Артык между устьями ручьев Костер и Мередуй. В разрезе чередуются песчаники и алевролиты, широко распространены подводно-оползневые брекчии. Описание послойного разреза известно только для нижней подсвиты по коренным обнажениям и элювию на левобережье р. Хара-Юрях [Зарубин и др., 2004ф]. Отложения в разрезе (660 м) представлены преимущественно переслаиванием алевролитов, часто в разной степени песчанистых, реже встречаются пласты песчаников с прослоями алевролитов и внутриформационных гравелитов и конгломератов. В нижней части алевролиты содержат кремнисто-глинистые конкреции. Верхняя подсвита (около 750 м) представлена алевролитами мелко- и крупнозернистыми и песчанистыми, песчаниками мелко-, реже среднезернистыми.

Верхняя граница свиты в этой зоне на территории листа достоверно не установлена – только на междуречье р. Делянкир и руч. Наледный (левый приток р. Делянкир) выше предполагается согласное залегание молиджакской толщи.

В нижней костерской подсвите (500 м), во всех районах ее распространения присутствуют обломки призматического слоя раковин ретроцерамов. Уровень исчезновения «призматики» из юрских пород, отвечающий времени исчезновения (вымирания или, скорее, миграции) ретроцерамов, проходит в нижней части верхнего бата, в кровле региональной аммонитовой зоны *Arcticoceras*(?) *cranocephaloide* [Полуботко, 1992; Государственная … , 2016]. Эти данные указывают на батскиий возраст нижней подсвиты костерской свиты.

Верхняя подсвита охарактеризована двустворками *Nuculoma (=Nucula)* cf. *sana* Boris. [Государственная … , 1995ф] и *Meleagrinella subechinata* Lah.(?), *Mel.* sp. (*Mel. margacea* Vor.) [Бычков, 1963], близкие представители которых известны и в других районах Северо-Востока России в келловейских отложениях [Геология … , 1970]. Келловейскому же ярусу, а возможно, и низам оксфордского, отвечают аммоноидеи *Quenstedticeras* sp*. indet, которые здесь наиболее значимы для определения возраста [Бычков, 1963; Геология … , 1970].

Из всех перечисленных данных о возрасте костерской свиты можно сделать вывод, что ее возрастной объем охватывает бат (от приграничных слоев с байосом) – келловей–оксфорд (москальский + ненканский региональные горизонты). Кимериджский возраст согласно перекрывающей свиту на междуречье Делянкира и руч. Наледный молиджакской свиты [Государственная … , 1995ф] подтверждает это заключение.

---

* Распространение рода *Quenstedticeras* раннее в литературе отмечалось в интервале среднего келловея – нижнего оксфорда [Геология … , 1970]. В материалах 3-го МВРСС слои с *Quenstedticeras* sp. отвечают только второй половине верхнего келловея (стандартная зона Quenstedticeras lamberti) [Решения … , 2009].

Общая мощность свиты в пределах площади листа оценивается в интервале 1200–1260 м.

Дебинско-Сумунская СФЗ (8.2)

Сиетаньинская свита ($J_{2-3}st$) на территории листа ранее была закартирована в верхнем течении р. Делянкир и в осевой части хр. Улахан-Чистай [Государственная … , 1995ф]. Выделена свита была О. Н. Омировым и П. П. Лычагиным значительно раньше (1963–1964 гг.) и южнее территории листа в верхнем течении р. Омулёвка в бассейне руч. Сиетанья, по которому и получила свое название [Мерзляков, 1971]. В процессе геологосъемочных работ свита на территории листа не выделялась – на ее месте картировалась костерская свита [Клочков и др., 1979ф], но при подготовке листов Q-55-XXXIII,XXXIV (Улахан-Чистай) к изданию те же авторы посчитали существенными отличия в разрезах рубежа средней и верхней юры в западной и восточной частях площади, что позволило им отделить восточные разрезы и отнести их к сиетаньинской свите.

Свиту слагают ритмично чередующиеся темно-серые олигомиктовые и граувакковые песчаники, темно-серые алевролиты и аргиллиты, реже – известково-глинистые сланцы. Песчаники преобладают, особенно в средней части – там отмечаются пачки (до 100 м) массивных косо- и линзовиднослоистых песчаников. В основании свиты выделяется маркирующая пачка (до 90 м) алевритоглинистого состава с редкими тонкими прослоями песчаников. В алевритоглинистых породах по всему разрезу свиты наблюдаются овальные пиритовые и антраколитовые конкреции, а в песчаниках – углефицированный растительный детрит. В направлении к северо-западу возрастает роль глинистых пород.

Послойные описания разрезов свиты на территории листа в литературе нами не встречены. В качестве фрагментарного интервала низов (228 м) свиты может рассматриваться разрез на левобережье руч. Моренный (правый приток р. Эрэкит (Эрикит) в 3 км ниже устья р. Интах) [Данилогорский и др., 1967ф], который сложен в основном сланцами и алевролитами с подчиненными прослоями песчаников.

В непрерывном разрезе свита согласно перекрывается молиджакской толщей, которая вместе с сумунской свитой на отдельных участках полностью размыта, и тогда на сиетаньинскую свиту с несогласием ложится сразу серганьинская. Возраст свиты принимается в интервале бата, келловея и оксфорда. Батско-келловейский уровень нижней части свиты отражает согласное залегание ниже момантайской свиты в разрезах южнее рамки листа, а также находки на хр. Улахан-Чистай ростров белемнитов и одиночных двустворок *Mytiloceramus* sp. [Государственная … , 1995ф] и раковин *Retroceramus* sp. indet (*Ret.* ex gr. *bulunensis* (Kosch.). в междуречье Кур–Эрэкит (Эрикит) [Данилогорский и др., 1967ф]. Оксфордский уровень определяют остатки двустворок в истоках р. Артык и на правобережье р. Улахан-Нагаин: *Buchia concentrica* (Sowerby) (= *Buchia bronni* Rouill.), характерные для оксфорда [Решения … . 1978] и *Praebuchia* (=*Buc.) kirghisensis* (Sok.) – зона Praebuchia kir-

ghisensis (=lata), отвечающие среднему и верхнему оксфорду [Решения … , 2009].

Общая мощность сиетаньинской свиты оценивается в 1500 м.

Уяндино-Ясачненская СФО (4)

Дарпирская СФЗ (4.1)

Арга-Юрях-Тирехтяхская СФПЗ (4.1.3)

Талбыгырская свита ($J_{2-3}tl$) распространена на левобережье р. Мома в истоках руч. Талбыгыр, по которому и была названа, между ручьями Талбыгыр и Саргычан и узкой полосой по левобережью р. Буордах. Впервые она была выделена в ранге толщи в ходе ГСР-200 [Сурмилова и др., 1974ф], позднее переведена в ранг свиты [Решения … , 1978, Государственная … , 1979б]. Свиту слагают конгломераты, доломитизированные известняки, андезиты, андезибазальты, их туфы, алевролиты, песчаники, туфопесчаники и аргиллиты.

Авторами, выделившими свиту, она разделена на три подсвиты, каждая из которых характеризовалась своим послойным разрезом [Государственная (Сасыр) … , 1981].

Разрез нижней подсвиты (465 м) известен в долине правой составляющей руч. Талбыгыр [Сурмилова и др., 1974ф]. В нижней его части – пачка (50 м) фациально замещающих друг друга известняков и конгломератов. Выше они сменяются породами осадочно-вулканогенного происхождения – туфами и лавами основного и среднего составов, которые еще выше замещаются туфогенными и терригенными породами. Выше разрез (1260 м) надстраивается по долине р. Талбыгыр [Государственная (Сасыр) … , 1981], где ранее картировалась киенгюряхская толща [Сурмилова и др., 1974ф]. В этой части преобладают конгломераты, причем в составе гальки вверх по разрезу наряду с вулканическими породами появляются известняки. Далее разрез наращивается на междуречье Талбыгыра и Киенг-Юряха [Сурмилова и др., 1974ф]. В нижней половине этой части разреза (740 м) преимущественно песчаники и алевролиты, реже – глинистые сланцы. После 50-метровой пачки конгломератов и гравелитов эти породы сменяются известняками, в которых выше снова появляются прослои песчаников и глинистых сланцев. Общая мощность свиты в этом разрезе – 2340 м.

Достоверные соотношения свиты с нижележащей белоручьевской толщей не установлены: предполагается, что свита с несогласием залегает на разновозрастных отложениях, в том числе и на известковистых терригенных породах верхнего триаса, а перекрываются кюрэтерской свитой. В верхней части свиты обнаружены остатки мелких двустворок *Corbicella subangulata* Lyc., *Gyrena pellati* P. et El., *Isodonta kimeridiensis* Goldf., *Anisocardia veneriformis* P. et L., *Meleagrinella* sp. indet, *Camtptonectes* sp. indet, *Equisetites* sp. indet, отвечающие, согласно заключению В. Г. Данилова, келловейскому ярусу [Государственная (Сасыр) … , 1981]. В аналогичных талбыгырских отложениях на соседней территории (бассейн р. Догодо) в отложениях свиты обнаружены

также остатки *Cladophlebis* ex gr. *haiburnensis* (Let. H.). Brong. [Сурмилова и др., 1974ф], характерные для оксфорда (слои с Cladophlebis serrulata и др.) [Решения … , 2009]. На основании этих данных принят келловей-оксфордский возраст свиты.

Максимальные мощности свиты достигают 2465 м.

Илиньтасская СФЗ (4.2)

Илиньтасская группа риолит-базальтовых осадочно-вулканогенных комплексов ($J_{2-3}il$) выделена в соответствии с требованиями Петрографического кодекса РФ [Петрографический … , 2009] вместо предусмотренной Верхояно-Колымской СЛ [Легенда … , 2002] илиньтасской вулкано-плутонической ассоциации. Группа состоит из илиньтасской осадочно-вулканогенной серии и связанных с ней субвулканических образований (гл. «Магматизм»).

Илиньтасская серия ($J_{2-3}il$) выделена в Верхояно-Колымской СЛ [Легенда … , 2002], Распространена на значительной части Момского храбта, слагает его отроги – Гармычанский и Аргатасский хребты. Выделена впервые в ранге свиты И. Р. Якушевым в 1944 г. [Стратиграфический … , 1959]. В качестве илиньтасской свиты отражена на большинстве геологических карт междуречья Мома–Колыма [Хандожко и др., 1981ф; Геологическая … , 1986; Государственная … , 1979а; Государственная … , 1981; Государственная … , 1981; Государственная … , 1985а; Государственная … ,1986а; Государственная, … 1988; Стратиграфия … , 1989; Шабанов и др., 1992ф; Маннафов и др., 1999ф; Сурмилова и др., 1979ф; Решения … , 2009]. Детально разрез свиты на р. Бочера, впоследствии принятый в качестве стратотипа, изучался А. В. Зимкиным в 1934 г. [Зимкин, 1936ф], И. Р. Якушевым в 1944 г. [Государственная … , 1963б], В. Г. Даниловым и З. Е. Барановой в 1969 г. [Баранова, Данилов, 1971ф; Чочиа и др., 1971ф], прочие ее разрезы довольно многочисленны [Шустов и др., 1967ф; Константиновский и др., 1970ф; Сурмилова и др., 1974ф, 1979ф; Алешко и др., 1974ф, 1976ф; Ремизов и др., 1974ф; Филиппов и др., 1976ф],

Илиньтасская свита в редакции И. Р. Якушева объединяет выделенные А. В. Зимкиным [1936ф] эффузивно-туфовую, эффузивно-сланцевую и ауцелловую свиты. Она характеризуется широким возрастным диапазоном, большой мощностью и значительной латеральной изменчивостью, что дало основание В. Г. Данилову [Данилов, 1984; Данилов, Ставский, 1984] выделить илиньтасскую серию в составе трех новых свит (снизу вверх): сарканьинской, гармычанской и элекчанской, средняя из которых отвечает суммарному объему нижней и средней, а верхняя – верхней свитам А. В. Зимкина. Они представлены в разрезе на реках Зырянка, Бочера, Сарканья, Увязка и др. Нижний элемент серии – сарканьинская свита – установлена в бассейнах рек Булкут и -Агынджа (реки Сарканья и Увязка).

В таком виде с некоторыми дополнениями и изменениями эти свиты, объединенные в илиньтасскую серию, были предложены для картирования в Верхояно-Колымской СЛ [Розенкранц и др., 2000ф; Легенда … , 2002]. Однако

картографически отразить эти подразделения в масштабе 1 : 1 000 000 на территории листа Q-55 пока не представляется возможным, поэтому илиньтасская серия показана как единый стратон.

Сарканьинская свита. Стратотип свиты установлен по материалам З. Е. Барановой и В. Г. Данилова [1971ф] и Е. П. Сурмиловой [1979ф]. Он находится в верховьях р. Сарканья (правый приток р. Булкут). Свита имеет двучленное строение: нижняя часть ее сложена конгломератами и туфоконгломератами (от мелкогалечных до валунных разностей), вышележащие горизонты в заметном количестве насыщаются туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми породами. Обломочная часть конгломератов представлена известняками, вулканитами и вулканокластами различного состава, интрузивными, кремнистыми и терригенными породами. Неполная (близкая к истинной) мощность свиты в стратотипе – 650 м. Нижняя граница свиты в стратотипе не обнажена.

В качестве парастратотипа выбран разрез в верховьях р. Увязка (правый приток р. Агынджа), где на значительной площади хорошо обнажены нижний и верхний контакты сарканьинской свиты. Он детально изучен В. Г. Даниловым [Данилов, 1984] и Е. Ф. Дылевским [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Здесь свита с резким угловым несогласием и базальным горизонтом валунно-галечных конгломератов перекрывает размытую поверхность девонских известняков, вулканитов, позднепалеозойских интрузивных образований. Хорошо окатанный обломочный материал конгломератов представлен нижележащими породами. Заполнитель псефитовый. Вышележащие части свиты образованы сложно чередующимися конгломератами, туфоконгломератами, алевролитами, туфопесчаниками и кремнеаргиллитами. Мощность – 80–100 м.

Трансгрессивная нижняя граница свиты известна на многих участках в пределах Момского хребта: р. Зырянка в районе устья р. Сарынь, руч. Ленкю [Алешко и др., 1974ф, 1976ф; Государственная … , 1981; Государственная … , 1985а], руч. Сланцевый (приток р. Агынджа) [Филиппов и др., 1976ф], руч. Ягодный (приток р. Омчикчан) [Государственная (устье р. Булкут) … , 1987], непосредственно восточнее территории листа Q-55 на водоразделе ручьев Осадочный и Пустой (правобережье р. Омулёвка), руч. Улус (приток р. Налучье), руч. Попов (приток р. Эльгенчак) [Данилов, 1984; Государственная … , 1989в] и др. Часто граница свиты тектоническая. Верхняя граница согласная, отчетливая.

В целом состав и строение свиты выдерживаются на всей площади ее распространения. Заметные изменения испытывает мощность свиты: от первых десятков метров до 650 м. Максимальные значения наблюдались на р. Сарканья – 650 м, на р. Зырянка в районе устья р. Сарынь – 450 м, на правобережье р. Омулёвка – 470 м, минимальные – на р. Эемю – 50 м [Алешко и др., 1974ф], в верховьях р. Увязка – 80 м [Данилов, 1984; Мерзляков и др., 1987а,ф], на р. Омчикчан – 0–120 м [Сурмилова и др., 1979ф].

Литофациальными и возрастными аналогами сарканьинской свиты являются: в хр. Улахан-Чистай (Буордахское вулканическое поле) талбыгырская свита [Государственная (Сасыр) … , 1981], в хр. Хаяргастах (басс. р. Эрикит) – белоручьевская толща [Легенда … , 2002], в хр. Тас-Хаяхтах (Догдинское вулканическое поле) – джабульдингинская свита [Фагутов, 1936ф; Гео-

логическая (Q-54-I), 1967; Данилов, 1968ф, Косько и др., 1972; Данилов, Ставский, 1984].

Палеонтологически сарканьинская свита не охарактеризована. Среднебатский–келловейский возраст ее принимается на основании сходства вещественного состава, строения и стратиграфического положения с джабульдингинской свитой бассейна р. Догдо, где последняя охарактеризована в нижней (конгломератово-песчаниковой) части средне-позднебатскими ретроцерамами *Retroceramus kystatymensis* Kosch., *R.* ex gr. *retrorsus* (Keys.), *R. sobopolensis* Kosch., *R.* cf. *borealis* Kosch., *R.* cf. *bulunensis* Kosch., *R.* cf. *vagt* Kosch. (зона Retroceramus vagt – R. bulunensis, верхняя половина москальского горизонта среднего–верхнего бата), в верхней (алевролитово-аргиллитовой) части – келловейскими аммоноидеями *Cadoceras* cf. *exelsus* Vor. и двустворками *Praebuchia* cf. *anabarensis* (Vor.), *Nuculoma calliope* (Orb.), *Corbicella subangulata* Lyc., *Cyrena pellati* P. de L., *Isodonta kimeridiensis* Dollfuss (слои с *Nuculoma calliope*, ненканский горизонт верхнего бата–келловея [Данилов, 1968ф; Данилов, Ставский, 1984].

Гармычанская свита. Существенно вулканогенный комплекс пород, согласно перекрывающий грубообломочные образования сарканьинской свиты, объединен В. Г. Даниловым [1984] в гармычанскую свиту. Она очень широко распространена в Гармычанском и Арга-Тасском хребтах, имеет значительную мощность и фациально крайне изменчива. В качестве стратотипа гармычанской свиты принят разрез, изученный З. Е. Барановой, В. Г. Даниловым [1971ф] в нижнем течении р. Бочера. Основание свиты в стратотипе не обнажено. В страторегионе на многих участках (реки Зырянка, Ламутка, Увязка, Агынджа, Сарканья, Омчикчан и др.) низы свиты представлены полно и хорошо обнажены. Детальный разрез свиты, который принимается в ранге парастратотипа, описан Е. Ф. Дылевским в бассейне р. Саркынья [Мерзляков и др., 1987ф].

Гармычанская свита разделена на две подсвиты: нижнюю (существенно лавовую) и верхнюю (существенно туфовую).

Нижняя подсвита сложена главным образом базальтами, андезибазальтами, андезитами, в меньшей степени туфами основного и среднего составов. В стратотипе и в страторегионе она представлена зеленовато-серыми базальтами (часто с шаровой отдельностью), андезитами, с небольшим количеством туфов основного и среднего составов. На отдельных участках в разрезе подсвиты встречаются прослои туфов, реже лав риолитов.

Строение и состав нижней подсвиты очень изменчивы по латерали. Так, к востоку от хр. Гармычан, на склонах хр. Арга-Тас подсвита образована покровами трахибазальтов с незначительным количеством туфов основного состава. Здесь она имеет отчетливые границы и умеренную (400–500 м) выдержанную на значительной площади мощность. Основываясь на этих особенностях нижней подсвиты, Е. Ф. Дылевский [Мерзляков и др., 1987ф] предложил выделить уроданскую толщу, однако рассматривал ее в объеме, соответсвующем объему всей гармычанской свиты.

В юго-западном направлении нижнегармычанская подсвита постепенно насыщается породами пирокластических фаций до полного их преобладания (бассейн верхнего течения р. Мома) [Алешко и др., 1974ф, 1976ф; Государ-

ственная (Кычам-Кюель) … , 1981]. В таких случаях граница нижней и верхней подсвит становится неопределенной или исчезает.

Мощность подсвиты по латерали варьирует существенно. Максимальными значениями (500–600 м) она характеризуется в бассейнах рек Сарканья, Омчикчан, Эльгенчак, минимальными (50–100 м) – в бассейнах рек Эемю, Сарынь, Зырянка, Увязка. Палеонтологически нижнегармычанская подсвита не охарактеризована. Литофациальным и близковозрастным аналогом подсвиты является мукдуканская свита [Геологическая (Q-54-I), 1967; Данилов, 1968ф; Данилов, 1984; Данилов, Ставский, 1984; Легенда … , 2002], распространенная в хр. Тас-Хаяхтах.

Верхняя подсвита имеет пестрый состав. В стратотипе (р. Бочера) она образована разнообломочными и разноокрашенными туфами и туфобрекчиями основного и среднего составов, туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже туфоконгломератами и маломощными покровами базальтов и андезибазальтов. Все разности пород находятся в сложном чередовании. Верхняя часть подсвиты (80 м) образована зеленовато-серыми и темно-серыми тонкослоистыми пепловыми туффитами и туфосилицитами. Нижняя и верхняя границы подсвиты отчетливые, согласные. Мощность подсвиты в стратотипе – 250 м. Она увеличивается к западу до 1300 м в верховьях р.Тарын-Юрях [Алешко, 1984ф] и к востоку до 1300–2000 м в бассейнах рек Булкут и Омчикчан [Сурмилова и др., 1979ф]. На остальной территории подсвита характеризуется умеренными значениями мощности – 500–600 м.

Фациально подсвита крайне изменчива. От страторегиона к востоку и юго-востоку в разрезе подсвиты преобладающими становятся туфы основного состава, а в западном и северо-западном направлениях до бассейна рек Эемю и Тарын-Юрях подсвита насыщается туфами и лавами кислого состава.

Подсвита охарактеризована богатым комплексом двустворок и брахиопод, которые образуют массовые захоронения. В таксономическом отношении в комплексе двустворок доминируют аномалодесматы: фоладомииды, плевромииды, трацииды при значительном количестве танкредиид, пектинид, митилид, бакевелиид и др. Многочисленные захоронения брахиопод представлены главным образом борейотиридами и ринхонеллидами.

Результаты анализа вертикального распределения остатков фаун позволили И. Р. Якушеву (1944 г.) выделить «пелециподовый» и «брахиоподовый» горизонты, границы которых достаточно отчетливо выражены в разрезе подсвиты. Характеризующие эти горизонты фаунистические ассоциации следующие [Воронец, 1938], (В. Г. Данилов, 1971 г.).

*«*Пелециподовый горизонт*»*. Наиболее характерными для этого горизонта являются виды *Meleagrinella ovalis* (Phill.), *Mactromya rugosa* Agass., *M. laevigata* (Lah.), *Bureiamya scaphaeformis* (Eichw.), *B. aedilis* (Eichw.), *B. difficulta* (Kosch.), *B. cardissoidoformis* Vor., Homomya aff. *compressa* Agass., *H.* aff. *hortulana* Agass., *Pleuromya elongata* Vor., *P. voltzii* Agass., *Thracia depressa* (Sow.), *Camptonectes simkini* Vor., *Gresslya* aff. *latirostris* Agass., *Isognomon* cf. *nasutum* Zakh., *I.* cf. *cuneatum* Zakh., *Musculus czekahovskii* (Lah.), *M. bolodekensis* Vor., *Buchia concentrica* (Sow.).

«Брахиоподовый» горизонт кроме двустворок *Aquilerella* aff. *varians* Zakh., *Isognomon* cf. *nasutum* Zakh., *Musculus czekanovskii* (Lah.), *Mactromya laevigata*

(Lah.), *M. rugosa* Ag., *Thracia tenuistriata* (Agass.), *Bureiamya* aff. *Cardissoidoformis* Vor., *Buchia concentrica* (Sow.), содержит богатый комплекс брахиопод, в составе которого наиболее характерными являются *Boreiothyris pelecypodaeformis* (Moiss.), *B. lamutkaensis* (Moiss.), *B. goliensis* (Moiss.), *Uralella bocarensis* Moiss., *Ptilorhynchia* sp. indet., *Taimyrothyris kropotkini* (Moiss.) и др. (определения А. С. Дагиса).

Приведенные комплексы показывают, что колымская фауна находится в близком родстве с фауной, широко распространенной в верхнеюрских отложениях Западной Европы, в переходных северотетических областях, в Западном Приохотье [Пчелинцева, 1962] и на Севере Сибири [Воронец, 1938; Корнелюк и др., 1946; Захаров, 1966; Дагис, 1968; Левчук, 1985 и др.], где близродственные сообщества аномалодесмат, трациид, танкредиид, пектинид, митилид, брахиопод и др. образуют массовые захоронения в оксфордских (местами в келловейских) –раннекимериджских отложениях. Это возрастное положение верхнегармычанской подсвиты подтверждается находками в верхней ее части остатков *Buchia concentrica* (Sow.) совместно с раннекимериджским *Amoeboceras (Amoebites) kitchlni* Salf.

Литофациальным и возрастным аналогом верхнегармычанской подсвиты является эмтанджинская свита бассейна р. Догдо, где оксфорд – раннекимериджсий возраст ее доказывается как стратиграфической позицией, так и палеонтологической характеристикой [Геологическая (Q-54-I), 1967; Данилов, 1968ф; Данилов, Ставский, 1984; Легенда … , 2002; Решения … , 2009].

В целом возрастной объем гармычанской свиты, по биостратиграфическим данным, соответствует интервалу оксфорд – ранний кимеридж (ненканский и нижняя часть вукваамского горизонтов). Однако учитывая, что насыщенная вулканическими породами нижняя подсвита фаунистически не охарактеризована, а в нижележащей сарканьинской свите отсутствует фауна верхней юры, нижнюю возрастную границу свиты следует проводить внутри келловея.

Элекчанская свита. Стратотип свиты находится в приустьевой части р. Бочера. Она представлена туфоалевролитами, кремнистыми алевролитами, алевролитами и аргиллитами с маломощными прослоями туфопесчаников и тонкообломочных туфов среднего и кислого составов. Нижняя граница свиты литофациальная, четкая, согласная. Мощность свиты в стратотипе – 120 м.

В фаунистическом комплексе доминируют остатки бухий: *Buchia tenuistriata* (Lah.) (массовые скопления в нижней половине разреза), *B. mosquensis* (Buch.), *B. rugosa* (Fisch.) (частые находки в верхней части свиты). В низах свиты собраны редкие ростры белемнитов *Cy1indroteuthis (Arctoteuthis)* cf. *septentrionalis* Bodyl., *C. (Cylindroteuthis) spkularis modica* Sachs et Naln. (определения В. Н. Сакса и Т. И. Нальняевой). В качестве парастратотипа элекчанской свиты целесообразно принять разрез по руч. Урман (левобережье нижнего течения р. Эльгенчак) [Государственная … , 1989в]. От стратотипического он отличается только большей мощностью (250 м) и отсутствием в фаунистическом комплексе остатков белемнитов. Элекчанская свита прекрасно выдержана по латерали и служит надежным биолитологическим рэпером при картировании верхнеюрских отложений. Мощность свиты колеблется в пределах 80–250 м, увеличиваясь с северо-запада Момского

хребта на юго-восток. Нижняя возрастная граница свиты проводится в подошве верхнего кимериджа (бухиазона *Rugosa–Paradoxa* вукваамского горизонта) на основании находок в нижней части захоронений *Buchia tenuistriata* (Lah.) совместно с перечисленными выше кимериджскими белемнитами. Характеризующие более верхние слои свиты многочисленные *Buchia mosquensis* (Buch.), *B. orbicularis* (Hyatt), *B. rugosa* (Fisch.), *B. piochii* (Gabb) устанавливают нижнюю часть бухиазоны *Piochii–Mosquensis* нижнего–среднего титона [Решения … , 2009].

Общая мощность илиньтасской серии варьирует от 500 до 3500 м. На основании имеющегося палеонтологического материала, возраст серии можно рассматривать в пределах среднего бата – раннего титона.

В отложениях гармычанской свиты известны редкие проявления красноцветных яшм невысоких художественных свойств, представленные маломощными и непротяженными линзами [Хандожко и др., 1981ф].

Алазейская СФО (6)

А б ы г а л а х с к а я с в и т а ($J_{2-3}ab$) выделена и закартирована при ГСР-200 [Кац и др., 1975ф; Николаев Ю. Т. и др., 1975ф] с названием по р. Абыгалах (правый приток р. Седедема (Федотиха) у восточной рамки листа Q-55). Свита представлена туфопесчаниками, туфоконгломератами, туфогравелитами, аргиллитами, туфоалевролитами, туфами среднего и смешанного составов, пепловыми туфами, туффитами, содержащими маломощные прослои и линзы глинистых и туфогенных известняков. В бассейне р. Седедема (Федотиха) в основании свиты залегает пачка мелкозернистых туфопесчаников, чередующихся с туфогравелитами и среднеобломочными туфами среднего состава, насыщенными брахиоподами, а в бассейне р. Дойду (Дойды) в этой пачке возрастает роль конгломератов (до 20 м), насыщенных пелециподами. В качестве стратотипического рассматривается разрез свиты по правому борту р. Седедема (Федотиха) ниже устья р. Абагылах [Кац и др., 1975ф], но он расположен за пределами листа Q-55, поэтому в качестве типового принят разрез (705–770 м) по правобережью р. Седедема (Федотиха) ниже устья р. Икки-Кюннях, составленный со ссылкой на материалы З. Б. Флоровой по двум фрагментам [Николаев и др., 1975ф]. В основании разреза – конгломераты и гравелиты, грубозернистые песчаники (до 80 м). Выше преобладают туфогенные породы – туфы, туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты, редко известковистые, иногда – маломощные потоки андезитов. Разрез хорошо охарактеризован разнообразной фауной – брахиоподами, двустворками, аммоноидеями и белемнитами.

Свита перекрывается иккикюняхской свитой, а ее возраст на основании многочисленных комплексов фауны пелеципод, аммоноидей и брахиопод датируется поздним батом – ранним кимериджем. Слои, переходные от бата к келловею, и келловей в целом отражают находки *Bureiamya* ex gr. *orientalis* Vor., близкие представители рода которых известны в зоне Nuculoma calliope (верхний бат – келловей) и не характерны выше келловея. Оксфордский ярус характеризуют двустворки *Buchia* cf. *kirgisensis* Sok., а кимеридж – *Buchia* aff. *paradoxa* Sok., *Buc.* aff. *lindstroemi* Sok. [Решения … , 2009].

Мощность свиты – от 705–770 м и более: в разрезе по р. Абыгалах – до 1070 м, что отвечает максимальным значениям.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Иньяли-Дебин-Сугойская СФО (8)

Нерско-Берелехская (8.1) *и Дебин-Сумунская* (8.2) *СФЗ*

Молиджакская толща (J_3ml) на территории листа картировалась только в бассейне р. Делянкир и в верховьях р. Артык [Клочков и др., 1979ф; Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф], а выделена была ранее и южнее рамки листа О. Н. Омировым и П. П. Лычагиным [Мерзляков, 1971] с опорным разрезом по руч. Молидяк (Молиджак – левому притоку р. Омулёвка с устьем в 9 км южнее рамки листа Q-55), по которому и была названа. Толща на территории листа представлена главным образом аргиллитами и алевролитами с подчиненными прослоями песчаников, местами косо- или грубогоризонтальнослоистых; часто встречаются пиритовые стяжения, антраконитовые конкреции и углефицированный растительный детрит. К северо-западу вдоль осевой части Улахан-Чистайского хребта на уровне оксфорда–кимериджа картировались томторская и несколахская свиты [Сурмилова и др., 1974ф]. Эти свиты не отражены в итоговых материалах Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002] и в решениях Третьего МВРСС [Решения … , 2009]. Томторская свита полностью отвечает молиджакской толще, которая была выделена раньше и, следуя правилам приоритета, именно она должна картироваться. В качестве примера послойного описания разреза молиджакской толщи может быть приведен разрез на правобережье руч. Кэнники (правый приток р. Тирехтях (Момский) ниже устья р. Чугулукка-Юрюе), который ранее был описан как разрез томторской толщи [Сурмилова и др., 1974ф]. Разрез (640 м) представлен чередованием пачек песчаников и алевролитов, содержащих прослои и тех, и других пород, реже аргиллитов. По разрезу собраны довольно многочисленные двустворки *Buchia* cf. *lindstroemi* (Sok.), *Buc. tenuistriata* (Lah.) и *Buc. rugosa* (Fisch.).

Толща в бассейне р. Делянкир и восточнее согласно перекрывает келловей-оксфордские отложения сиетаньинской свиты. Верхня граница толщи неоднозначна. На рубеже кимериджа и титона эта часть территории претерпела существенную перестройку в осадконакоплении, которая чуть восточнее началась еще раньше – на рубеже келловея и оксфорда, что было связано с формированием новой структуры – Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса. На разные толщи и свиты юры Дебинско-Сумунской зоны с размывом наложились вулканогенно-осадочные толщи Дарпирской зоны Уяндино-Ясачненской области. Наряду с согласным налеганием выше сумунской свиты, есть данные и об угловом несогласии между ними, а местами молиджакская толща и вышележащая сумунская свита полностью выпадают из разреза, и сиетаньинская свита с размывом перекрывается серганьинской.

Кимериджский возраст толщи основан на находках двустворок *Buchia tenuistriata* (Lah.) и *Buc. rugosa* (Fisch.). [Решения … , 2009]. Отложения молиджакской толщи на правобережье р. Кенники прорваны Кыгыл-Хаинским гранитным массивом и его сателлитами, для гранит-порфиров которого на правобережье р. Тирехтях в 4 км севернее приведенного разреза получены U-Pb датировки цирконов в 153,1 ± 1,3 млн лет (поздний кимеридж), а для субвулканических пород (риолиты) одноименного массива в 5–6 км к северо-западу на левобережье р. Тирехтях – 152,7 ± 1,5 и 154,5 ± 1,3 млн лет (середина–конец кимериджа). Эти соотношения, а также биостратиграфические данные, позволяют оценивать возраст толщи в пределах раннего кимериджа.

Мощность толщи оценивается в объеме 700–900 м.

Молиджакская толща завершает разрез Дебинско-Сумунской зоны.

Уяндино-Ясачненская СФО (4)

Дарпирская СФЗ (4.1)

Улахан-чистайская группа андезит-риолитовых осадочно-вулканогенных комплексов (J_3*uč*). Позднеюрские вулканические комплексы Дарпирской СФЗ Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса первоначально были выделены в качестве улахан-чистайской вулканической серии [Шпикерман, 2000]. В Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002] подразделение принято в ранге группы, что полностью соответствует современным требования [Петрографический … , 2009]. Субвулканические образования группы (описаны в гл. «Магматизм») на территории листа распространены во всех СФПЗ Дарпирской СФЗ, а также проникают в Главный Колымский плутонический пояс. Стратифицированные осадочно-вулканогненные толщи присутствуют в Сумунской СФПЗ (сумунская, серганьинская свиты), Омулёвско-Лыглыхтахской СФПЗ (улахан-чистайская группа, нерасчлененные отложения) и в Арга-Юрях-Тирехтяхской СФПЗ (кюрэтерская свита).

Сумунская СФПЗ (4.1.1)

Разрез верхней юры этой подзоны представлен двумя свитами, закартированными вдоль осевой части хр. Улахан-Чистай.

Сумунская свита (J_3*sm*) распространена в истоках рек Сугун (Суму), Аччигый-Нагаин и Улахан-Нагаин [Клочков и др., 1979ф; Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф]. Выделена А. С. Симаковым (1959 г.) [Стратиграфический … , 1959, 1979] и названа по р. Сугун (Сумун), левая составляющая р. Рассоха). На подстилающих отложениях средней–верхней юры Иньяли-Дебин-Сугойской СФО залегает со структурным несогласием.

Свиту в южной части территории листа слагают зеленовато- и светло-серые риолиты, дациты и темно-серые туффиты с подчиненной ролью туфов риолитов и дацитов. К этой же свите отнесены близкие по составу отложения, ранее

картировавшиеся как несколахская свита, в направлении к северо-западу от р. Сугун (Сумун) вдоль осевой части Улахан-Чистайского хребта [Сурмилова и др., 1974ф; Геологическая … , 1979]. Там возрастает роль туфов и мощность отложений увеличивается. Таким образом, свита имеет два типа разрезов – туфовый и лавовый. В качестве послойного описания разреза первого типа может рассматриваться разрез (1370 м) в истоках р. Куранах, который ранее был описан как несколахская свита [Сурмилова и др., 1974ф]. В основании разреза – пачка (20 м) туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников, выше различные туфогенные породы и туффиты переслаиваются с кремнистыми алевролитами, реже фтанитами. В верхней части появляются линзовидые прослои известняков с примесью пепла и известняковых гравелитов. В низах отмечены находки двустворок *Buchia* sp. indet. Лавовый тип разреза (880 м) известен в истоках р. Аччыгый-Нагаин [Клочков и др., 1979ф] и сложен чередованием кислых лав (риолиты, дациты) с пачками и прослоями туфов, туфогенных алевролитов и песчаников. Роль лавовых фаций возрастает и севернее – в бассейне р. Эрэкит (Эрикит). Кроме того, здесь, на р. Интах (слияние ручьев Прав. и Лев. Интах) на локальном участке в основании разреза появляются высококалиевые (до 1,57 и 2,17 % K_2O при 51,40 и 48,48 % SiO_2 соответственно) трахибазальты и их туфы (до 375 м) [Сурнин, 1990].

Позднеюрский возраст свиты определяется по структурному положению над нижнекимериджской молиджакской толщей и залеганию стратиграфически ниже серганьинской свиты с двустворками нижнего–среднего титона. На правобережье р. Кенники среди туффитов свиты отмечены тектонические отторженцы известняков с нижнедевонскими кораллами [Сурмилова и др., 1974ф]. В верхнем течении р. Этанджа (правый приток р. Эрэкит (Эрикит) в 12 км от слияния рек Кобугу и Дарпир) в пачке сланцев и алевролитов с туфами и риолитами известны находки двустворок *Buchia* aff. *mosquensis* var. *tenuistriata* Lah., *Buc. lindstroemi* Sok. и остатки плохой сохранности аммоноидей *Amoeboceras* sp. indet. [Данилогорский и др., 1967ф]. Данный комплекс характерен для кимериджа [Решения … , 2009]. В пределах Сумунской СФПЗ немного южнее южной рамки листа Q-55 на листе P-55-V в 2019 г. при проведении ГДП-200 из вулканитов кислого состава сумунской свиты были получены три U-Pb датировки со значениями абсолютного возраста от 149,5 ± 1,6 до 150,7 ± 1,1, что отвечает первой половине титона (письменное сообщение А. В. Прокопьева, 2021 г.). По совокупности полученных непротиворечивых данных возраст серганиьинской свиты принимается в объеме познего кимериджа–раннего титона.

Общая мощность свиты на территории листа варьирует от 500–600 м в лавовых фациях, до 1370 м в – в разрезах, сложенных преимущественно туфами.

С е р г а н ь и н с к а я с в и т а (J_3sr) распространена вдоль всей осевой линии хр. Улахан-Чистай [Геологическая … , 1979; Клочков и др., 1979ф; Хандожко и др. 1981ф; Государственная (истоки Омчикчан) … , 1988; Государственная (Улахан-Чистай), 1995ф]. Свита была выделена в бассейне р. Сугун (Сумун) в 1944 г. А. С. Симаковым [Стратиграфический … , 1959, 1979] и названа по руч. Серганья (правый приток р. Сугун (Сумун) между ручьями Гурге (Гурга) и Кыгыл). В составе свиты – андезиты, андезибазальты и их туфы с подчиненными прослоями туфоалевролитов и песчаников. Вверх

по разрезу появляются дациты и риодациты, их туфы, светло-серые туфопесчаники с прослоями дацитов и их туфов. К югу и северо-западу от этих преимущественно осадочно-вулканогенных фаций возрастает роль туфоалевролитов и туфопесчаников. В ходе геологической съемки в бассейне р. Тирехтях [Сурмилова и др., 1974ф] отложения картировались под названием джапкачанской толщи. Еще северо-западнее, в бассейне р. Эрэкит (Эрикит) отложения картировались в ранге нерасчлененных отделов и ярусов юры. Разрез в бассейне рек Джапкачан (левый приток р. Тирехтях) и Чукча (левый приток р. Дарпир) [Сурмилова и др., 1974ф] в нижней части (450 м) разрез представлен преимущественно алевролитами с пачками и прослоями туфопесчаников, туфов и кислых лав, выше туфы и лавы преобладают. Мощность свиты в этом разрезе (2700 м) существенно завышена вследствие напряженной разрывной тектоники Дарпирской зоны разломов.

В нормальном разрезе свита согласно перекрывает сумунскую. В истоках руч. Буюн (правый приток р. Улахан-Нагаин) мощность свиты снижается до 420–530 м, а в истоках р. Ачмолачан (левый приток р. Мальта – правой составляющей р. Делянкир) – до 300 м [Клочков и др., 1979ф]. На этих участках из разреза полностью выпадают молиджакская толща и сумунская свита или только сумунская, и серганьинская свита с размывом и стуктурным несогласием ложится или на сиетаньинскую или на молиджакскую.

Титонский возраст свиты принимается по находкам в истоках р. Сугун (Сумун) двустворок *Buchia* ex gr. *mosquensis* Buch. и *Buc.* cf. *orbicularis* Hyatt. [Клочков и др., 1979ф], близкие виды которых в совместном залегании характерны для зоны Buchia mosquensis (нижний–средний титон) [Решения … , 2009]. Верхняя граница свиты должна рассматриваться в верхнем титоне, как это и считалось ранее [Решения … , 1959; Стратиграфический … , 1959]. В пользу такого предположения свидетельствуют упоминания о находках Д. М. Шаньгиным (1940 г.) в туфогенных песчаниках пелеципод *Buchia fischeriana* (Orb.) [Ней и др., 1943ф], характерных только с верхнего титона [Решения … , 2009]. Еще одна находка таких же двустворок в туфогенных песчаниках свиты известна на правобережье р. Дарпир-Юрях ниже устья руч. Угольный [Ней и др., 1943ф]. В нескольких километрах южнее южной рамки листа определен U-Pb SHRIMP возраст дацитов серганьинской свиты – 148 ± 2,4 млн лет [Ермоленко и др., 2014ф], что соответствует середине титона.

Общая мощность свиты – 300–700 м.

В отложениях серганьинской свиты на правобережье р. Сугун (Сумун) между ручьями Гурге (Гурга) и Серганья известно одно проявление пестроокрашенных декоративных туфов высоких художественных свойств – Гурга [Клочков и др., 1979ф].

Серганьинская свита завершает разрез юры Сумунской СФПЗ

Омулевско-Лыглыхтахская СФПЗ (4.1.2)

В Омулевско-Лыглыхтахской подзоне стратифицированные осадочно-вулканогенные образования верхней юры на территории листа Q-55 в основном картировались как илиньтасская свита. Однако на соседней с юга территории листа P-55 те же самые толщи картировались как веринская свита улахан-

чистайской группы [Государственная … , 2016]. Формационная идентичность позднеюрских вулканитов бассейнов рек Лыглыхтах (лист P-55) и Омулёвка (лист Q-55) была показана Е. Ф. Дылевским [1988].

Улахан-чистайская группа андезит-риолитовых осадочно-вулканогенных комплексов нерасчлененная (J_3*uč*). Стратифицированные образования группы выделяются в морских прогибах и локальных наземных и вулканоструктурах на юге листа. На подстилающих отложениях палеозоя лежат со структурным несогласием. Более всего они распространены по лево- и правобережью р. Омулёвка на участке впадения в нее рек Линьковая и Хакодате. В отличие от стратотипа закартированной ранее здесь илиньтасской свиты, вулканиты на р. Омулёвка представлены не базальтоидами, а последовательно дифференцированной андезит-дацит-риолитовой ассоциацией вулканитов, соответствующей улахан-чистайской вулканической серии [Шпикерман, 2000], переведенной в Верхояно-Колымской СЛ [Легенда … , 2002] в группу. Нижние части разреза представлены в основном андезибазальтами, андезитами и андезидацитами, а верхи разреза – риолитами и риодацитами. Лавы и туфы в обеих частях находятся в различных соотношениях. Между толщами вулканитов часто присутствуют прослои морских осадочных пород (алевролиты, песчаники, туфопесчаники), содержащих двустворки, относящиеся к зонам от Buchia concentrica до Buchia mosquensis. С учетом данных соседней с юга территории [Государственная … , 2016; Шпикерман и др., 1981ф], возраст осадочно-вулканогенных отложений улахан-чистайской группы поздний оксфорд – середина титона.

Мощность нерасчлененных отложений группы – 900–1500 м.

Арга-Юрях-Тирехтяхская СФПЗ

Кюрэтерская свита (J_3*kr*) как и талбыгырская распространена по левобережью долины р. Мома, но на более обширном пространстве – от водораздела р. Тирехтях и р. Джапкачан на юге до истоков р. Балаганнах на севере, занимая осевую часть и восточные склоны Улахан-Чистайского хребта, образуя покровы на Буордахском высокогорном массиве [Геологическая … , 1979; Геологическая … , 2000]. Свита была выделена московскими геологами (Е. П. Сурмилова и др.) при подготовке к изданию геологической карты листов Q-55-XXVII,XXVIII [Государственная … , 1981] и названа по руч. Кюрэтэр (правый приток р. Эгелях в системе левых притоков Момы).

Свиту слагают риолиты, часто порфировые, их туфы и лавобрекчии с прослоями серых и темно-серых туфоконгломератов, туфогравелитов, алевролитов и глинистых сланцев. В основании лежат потоки базальтов, переслаивающиеся с туфами и туффитами основного состава. Опорный разрез (1800 м) расположен в верхнем течении р. Талбыгыр, где он согласно наращивает доломитистые известняки талбыгырской свиты [Сурмилова и др., 1974ф], а последовательность залегающих пород отвечает общей характеристике свиты. По разрезу найдены двустворки, среди которых определены *Corbicella subangulata* Lyc., *Cyrena pellati* P. et L., *Isodonta kimiridiensis* Dollfuss.?, *Anosocardia*

veneriformis P. et L., *Meleagrinella* sp. (? *ovalis* Phill.), *Camptonectes* sp. indet. (? *cincfus* Sow.).

В бассейнах рек Талбыгыр и Буордах свита со следами размыва в основании, но без видимого углового несогласия залегает на талбыгырской свите, севернее – с угловым несогласием перекрывает известковисто-терригенные породы белоручьевской толщи (средняя юра).

Свита характеризуется разнообразием фауны – наряду с многочисленными и тоже разнообразными двустворками хорошей сохранности известны определимые находки брахиопод, остатки плохой сохранности белемнитов и гастропод [Кравцов и др., 1966ф].

Возраст свиты на основании комплексов фауны и стратиграфического положения принимается в интервале позднего оксфорда, всего кимериджа и начала титона. Наиболее значимы для такой трактовки двустворки *Corbicella subangulata* Lyc. (слои с Meleagrinella ovalis) [Решения … , 1978], а также *Meleagrinella* sp. (? *ovalis* Phill.), известные в оксфорде и кимеридже, а низы титона отражают двустворки *Buchia rugosa* (Fisch.) и *Buc. mosquensis* (Buch.) из разрезов верховий р. Буордах и севернее сразу под фаунистически немыми глинистыми пресноводными отложениями бастахской серии [Кравцов и др., 1966ф; Данилогорский и др., 1967ф]. Эти формы в совместном нахождении характерны для нижнего и среднего титона (зона Buchia piochii, Buc. Mosquensis) [Решения … , 1978, 2009]. Более того в среднем течении р. Арга-Юрях в вулканомиктовых песчаниках самых верхов свиты вместе с типично нижне- и среднетитонскими формами есть и одна находка *Buchia terebratuloides* (Lah.)? (опр. К. В. Паракецов) [Попов и др., 1971ф], а этот род известен только с начала верхнего титона [Захаров, 1981].

Мощность свиты в районе р. Талбыгыр не превышает 1800 м, в направлении на север и северо-запад она увеличивается до 2500 м [Государственная … , 1976а]. Предварительно на отчетной стадии эти отложения картировались в виде трех толщ (нижняя вулканогенная, верхняя вулканогенная и вулканогенно-осадочная) [Кравцов, 1966ф].

Бастахская серия выделена И. Р. Якушевым [1959], З. Е. Барановой [1980]. Серия согласно перекрывает стратоны илиньтасской и улахан-чистайской осадочно-вулканогенных групп на большей части Уяндино-Ясачненской СФО, исключая Сумунскую и Омулёвско-Лыглыхтахскую СФПЗ. В пределах рассматриваемой Арга-Юрях-Тирехтяхской СФПЗ серия не расчленена на отдельные свиты и на геологической карте отражена как нерасчлененная. В Момской и Мятис-Суллаканской СФПЗ Илиньтасской СФЗ, составляющие серию свиты имеют достаточно большую мощность для самостоятельного их отражения на геологической карте масштаба 1 : 1 000 000. В Момской СФПЗ серия разделена (снизу вверх) на ламуткинскую (J_3lm), устьагынджинскую (J_3ua), нейсаттскую (J_3ns), арга-тасскую (J_3ar) свиты, в Мятис-Суллаканской СФПЗ на антыйскую (J_3an), окончанскую (J_3ok), кристаллинскую (J_3ks), зашиверскую ($J_3z\check{s}$) свиты.

Бастахская серия, нерасчлененные отложения ($J_3\boldsymbol{bs}$). К этой серии мы относим отложения на левобережье р. Мома, которые ранее на изданных геологических картах отражались в ранге нерасчлененного волжского яруса [Государственная … , 1976а] или относились к осадочной

толще верхней юры [Кравцов и др., 1966ф]. Единственный раз на двух локальных участках во врезах левых притоков Момы (руч. Свисток у западной рамки листа Q-55 и безымянный ручей ниже устья р. Эрэкит (Эрикит) под отложениями ожогинской свиты нижнего мела весьма условно были закартированы и верхи аргатасской свиты [Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф] по аналогии с разрезом правобережья р. Мома. Отложения представлены черными алевролитами и, реже, глинистыми сланцами. Гораздо реже встречаются маломощные прослои тонко- и мелкозернистых темно-серых и серых полевошпатово-кварцевых песчаников. Для алевролитов характерны конкрециевидные текстуры, а в песчаниках отмечается редкая мелкая галька. Характерна пиритизация, наличие мелкого растительного детрита, часто с углисто-глинистым веществом. Наиболее полный разрез этих отложений известен по трем фрагментам на левобережье долины р. Мома: первый – на левом берегу руч. Журавлиный (правый приток р. Буордах в 3 км выше устья р. Люнкидэ), второй – на руч. Незабудка (правый приток р. Кенгкели с устьем в 4 км выше гидроотметки 897 м) и третий – на руч. Олений (левый приток р. Быгыттах с гидроотметкой 533 м в устье) [Кравцов и др., 1966ф]. В разрезе отложения представлены переслаиванием песчаников и алевролитов, в самых низах характерна существенная доля их туфогенных разностей и туфогравелитов. Общая мощность серии в разрезе этих трех фрагментов – 1280 м. Выше залегают угленосные отложения нижнего мела.

В северной части подзоны характер верхней границы серии – согласный, в южной – с угловым и азимутальным несогласием [Кравцов и др., 1966ф; Государственная … , 1977]. На угловое несогласие между юрой и мелом в этой части территории и западнее указывали и другие авторы [Копорулин и др., 1973]. Титонский возраст отложений принят по аналогии с литологически сходными отложениями правобережья р. Мома и по залеганию ниже фаунистически охарактеризованной кюрэтерской свиты (конец оксфорда – начало титона).

Мощность отложений нерасчлененной бастахской серии – до 1400 м.

Илиньтасская СФЗ (4.2)

Момская СФПЗ (4.2.1)

В составе бастахской свиты З. Е. Барановой и В. Н. Зинченко [Чочиа и др., 1971ф, 1974ф; Баранова и др., 1975ф; Баранова, Красный, 1975] были выделены четыре новые свиты, после чего бастахская свита стала рассматриваться в ранге серии.

Ламуткинская свита (J_3lm) названа по руч. Ламутка (правый приток р. Зырянка выше устья р. Бочера) вместо ранее выделявшейся устьбочерской свиты. В качестве стратотипа указан разрез в приустьевых частях рек Бочера и Ламутка и примыкающей части р. Зырянка [Баранова и др., 1975ф; Баранова, Зинченко, 1975]. Свита широко распространена и картировалась на больших площадях [Государственная (Тас-Юрях) … , 1996а,ф; Государственная (верховья р. Делькю) 1996б,ф; Геологическая … , 2000, 2006]. На большей же части Момского хребта на стадии ГСР-200 эти отложения картировались как

нижняя и средняя подсвиты бастахской свиты. Свиту слагают в нижней части алевролиты с пластами и пачками (до 45 м) песчаников с прослоями (0,1–0,8 м) алевролитов. Верхняя часть сложена темно-серыми алевролитами, черными аргиллитами, темно-серыми и серыми песчаниками, часто фиксируются пачки переслаивания этих пород по 0,1–1 м. Редко мощность пластов песчаников достигает 2–3 м. Среди алевролитов встречаются линзы известняков с фунтиковой текстурой. В алевролитах и песчаниках встречаются конкреции марказита и пирита, кубики пирита. Вес отдельных конкреций достигает 30 кг [Геология … , 1962]. Наиболее полный разрез (около 1720 м) свиты известен по двум фрагментам в долине левой составляющей р. Ожогина – р. Сулаккан и по правому притоку р. Бадяриха – р. Молуха [Государственная (Тас-Юрях) … , 1996а,ф]. В нижней половине разреза характерно переслаивание песчаников и алевролитов (при ведущей роли первых) выше преобладают алевролиты с прослоями аргиллитов.

Свита согласно залегает на зеленовато-серых песчаниках илиньтасской свиты, а перекрывается устьаганджинской свитой. Среди остатков фауны упоминаются только пресноводные гастроподы, известны также определения спор и пыльцы растений, в частности – *Cnychiopsis elongata* Bolch., *Chomotriletes anogrammensis* K.- M. [Баранова и др., 1975ф]. Раннетитонский возраст свиты определен по стратиграфическому положению – свита в стратотипе согласно залегает на вулканогенно-осадочных отложениях илиньтасской свиты, охарактеризованных фаунистически. Спорово-пыльцевые комплексы этому не противоречат – вид *Chomotriletes anogrammensis* K. - M. в частности хотя и не является определяющим, но известен в качестве сопутствующего в отложениях юры Мангышлака и Западной Туркмении [Виноградова, 1971].

Мощность свиты оценивается в максимальных значениях – до 1720 м.

В песчаниках ламуткинской свиты установлены высокие содержания акцессорных минералов – магнетита (до 120 г/т), апатита (до 225 г/т), циркона (до 950 г/т) [Государственная (Тас-Юрях) … , 1996а,ф].

У с т ь а г а н д ж и н с к а я с в и т а (J_3ug) распространена не менее широко, чем ламуткинская свита [Государственная (Тас-Юрях) … , 1996а,ф; Государственная (верховья р. Делькю) 1996б,ф; Геологическая … , 2000, 2006]. Названа по р. Агындя (Агынджа), выше и ниже устья которой по береговым обрывам р. Зырянка на отрезке от 2,5 км выше устья р. Шумная (Хахандя) до устья р. Бочера указан ее стратотип [Чочиа и др., 1974ф; Баранова и др., 1975ф; Баранова, Зинченко, 1975]. Свита представлена песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов, с пластами и пачками алевролитов и аргиллитов. На р. Сулаккан [Государственная (верховья делькю) … , 1996ф] свита (550 м) сложена преимущественно песчаниками, иногда зеленоватого оттенка с прослоями алевролитов, характерно наличие известковистых конкреций. Выше залегает нейсаттская свита.

Органические остатки в составе отложений представлены папоротниками, водорослями, их спорами и пыльцой. Среди отпечатков папоротников упоминаются *Sphenopteris* sp., *Phoenicopsis* sp. и *Anomozamites* sp. Отмечены колониальные водоросли *Botryococcus* и *Dinophyceae* Pasher, а также водные оболочки из группы *Acritarcha* Evitt. Споры папоротников представлены формами из семейств *Osmundaceae* gen. sp., *Leiotreletes* Naum., прочие споры – из груп-

пы *Trachytreletes* Naum. Среди зерен пыльцы известны определения *Bennetites, Pinaceae* gen. sp., *Podocarpus, Minutosaccus* Madler и *Caytonia.*

Возраст свиты ограничивается неполным объемом среднего титона (без верхней части) по стратиграфическому положению [Решения … , 2009]. Большая часть всех спорово-пыльцевых форм отражает лишь условия осадконакопления (прибрежные, лагунные) и не дает четкого представления о возрасте, ограничиваясь только юрой в целом. Папоротники *Anomozamites* (цикадовые?) известны в частности на Мангышлаке и в Западной Туркмении [Виноградова, 1971]*.

Мощность свиты – 550–1200 м.

Для устьаганджинской свиты также характерны высокие концентрации акцессорных минералов – анатаза (до 910 г/т), апатита (до 190 г/т), циркона (до 140 г/т).

Нейсаттская свита (J_3ns) (по руч. Нейсатте, правому притоку р. Зырянка) была выделена вместо верхней подсвиты устьаганджинской свиты. Отложения свиты распространены также широко, как и предыдущие две свиты [Государственная (Тас-Юрях) … , 1996а,ф; Государственная (верховья р. Делькю) … , 1996б,ф; Геологическая … , 2000, 2006]. В качестве стратотипа указан разрез на р. Зырянка, в 3 км ниже устья р. Шумная (Хаханджа) и в 3 км выше устья руч. Бастах [Чочиа и др., 1974ф; Баранова и др., 1975ф; Баранова, Зинченко, 1975]. Свита сложена переслаивающимися темно-серыми и черными алевролитами, аргиллитами. Отмечаются редкие прослои серых и темно-серых мелкозернистых песчаников, линзы известняков с фунтиковой текстурой и кремнисто-глинистых пород, пиритовые и глинисто-пиритовые конкреции. Для всего разреза характерно обилие растительного детрита [Государственная (верховья р. Делькю) … , 1991б,ф] и именно на этом уровне появляются первые редкие пласты каменного угля. В качестве типового мы рассматриваем разрез (1256 м) по долине р. Сулаккан [Государственная (верховья р. Делькю) … , 1991б,ф], где свита сложена преимущественно аргиллитами, которые в нижней части переслаиваются с алевролитами, содержат линзы кремнисто-глинистых пород. Выше появляются редкие линзы известковистых пород и прослои песчаников. Выше залегает аргатасская свита.

Сведения об определимых органических остатках в отложениях свиты отсутствуют, в некоторых источниках отмечено наличие биоглифов и фукоидов, мелких частиц растительного детрита и более крупных обрывков растительных тканей [Баранова и др., 1975ф]. Возраст свиты определяется по стратиграфическому положению в объеме конца среднего титона – начала позднего титона [Решения … , 2009].

Обшая мощность свиты оценивается не менее чем в 1250 м.

Для отложений свиты характерно резкое уменьшение содержания акцессорных минералов.

Аргатасская свита (J_3ar) названа по хр. Арга-Тас и является самым верхним членом бастахской серии в этом типе ее разреза. Стратотип свиты

* На Северо-Востоке России представители этого рода выступают в качестве характерных видов нижней части буор-кемюсского флоритового комплекса (альб) [Решения … , 2009].

указан на р. Зырянка на отрезке протяженностью 4,5 км выше и ниже устья ее правого притока – руч. Бастах [Чочиа и др., 1974ф; Баранова и др., 1975ф; Баранова, Зинченко, 1975]. Свита широко распространена и неоднократно отражалась на средне- и мелкомасштабных картах [Государственная (Тас-Юрях) … , 1996а,ф; Государственная (верховья р. Делькю) … , 1996б,ф; Геологическая … , 2000, 2006]. В нижней части свита сложена темно-серыми алевролитами, черными аргиллитами с пластами мелкозернистых песчаников, пачками переслаивания этих пород, для песчаников характерна плитчатая отдельность, а для алевролитов и аргиллитов – скорлуповатая, в песчаниках часты конкреции пирита. В верхней части свиты преобладают песчанистые алевролиты с пачками косослоистых песчаников и линзами конгломератов. В песчаниках встречается галька и мелкие валуны терригенных и вулканогенных пород. По всему разрезу свиты характерны подводно-оползневые текстуры. В качестве типового рассматривается разрез (1401 м) свиты по двум фрагментам в долине р. Сулаккан и по р. Тас-Юрях [Государственная (верховья р. Делькю) … , 1991б,ф]. Разрез представлен переслаиванием алевролитов и песчаников, отмечены редкие прослои аргиллитов, вверх по разрезу песчаники преобладают.

На междуречье Сулаккан–Делькю в отложениях свиты известны определения спор таких форм как *Cheiropleuria congregata* Bolkh., *Leirotriletes bujargiensis* Bolkh., *Tripartrina variabilis* Mal., *Ginkgo* sp. indet., *Coniopteris* sp. indet. и др. (опр. палинолога Н. В. Ермолаева, палинологическая лаборатория ЦЛ ЯТГУ, Якутск) [Шустов и др., 1967ф; Государственная (верховья р. Делькю) … , 1991б,ф]. Выделенный спорово-пыльцевой комплекс, по мнению Н. В. Ермолаевой, однозначно указывает на юрский возраст вмещающих отложений: вид *Cheiropleuria congregata* Bolkh. является «…типичнейшим представителем юры Дальнего Востока… » [Тимофеев, 1966], еще был известен он и в верхнеюрском комплексе батылыхской свиты бассейна Амги [Иванова, 1962]. Эти данные не противоречат принятому возрасту аргатасской свиты в объеме второй половины позднего титона [Решения … , 2009].

Общая мощность свиты не превышает 1430 м.

В отложениях аргатасской свиты снова возрастает содержание акцессорных минералов – апатита (до 180 г/т), циркона (до 260 г/т), впервые появляется хромит (до 23 г/т).

Аргатасская свита завершает разрез бастахской серии и юры в целом в южной части Момского хребта. Выше без видимого углового несогласия залегают угленосные отложения мела. Некоторые специалисты тем не менее приводят сведения, что между юрскими и меловыми отложениями имеется перерыв. Угловое несогласие между толщами в 1960 г. отмечал Г. Г. Попов в бассейне верхнего течения р. Гонюха [Геология … , 1962]. Косвенно это отражается и на среднемасштабных геологических картах [Государственная (Кычам-Кюель … , 1981] – в несовпадении азимутов простирания отложений: для меловых толщ преобладают субмеридиональные направления, а для юрских – северо-западные.

В трех структурно-параметрических скважинах в южной части Абыйской низменности на правобережье р. Индигирка (прил. 5а № 2, 3, 4) под кайнозойскими осадками вскрыты отложения бастахской серии [Соловьёв и др.

2006ф], которые авторы сопоставляли именно с рассмотренным типом разреза серии. В скв. № 3 (272-02)* (истоки р. Дулга-Юрях, междуречье Чукча–Саканья) в интервале 1534–1537 м А. Ф. Фрадкиной (ИГиГ СО АН СССР) определен комплекс миоспор, характерный именно для верхней юры. В этом же интервале и выше по разрезу И. Ю. Тумановой (ПГО «Якутскгеология») определены однотипные спорово-пыльцевые спектры переходного типа (конец поздней юры – начало раннего мела) [Соловьёв и др., 2006ф].

По данным люминесцентно-капиллярного анализа [Вольнов и др., 1968ф] бóльшая часть всех свит бастахской серии может рассматриваться в качестве потенциальных нефтегазоматеринских толщ, преимущественно газопроизводящих. Средневзвешенная плотность верхнеюрских пород (илиньтасская группа и все свиты бастахской серии в подзоне – 2,68 г/см^3 [Чочиа и др., 1971ф].

В полях развития отложений бастахской серии на Момском хребте в современном аллювии локализованы обширные шлиховые ореолы (до 450 км^2 с содержанием 1–10 г/м^3) и выдержанные шлиховые потоки (до 6–7 км при тех же содержаниях) минералов редкоземельных фосфатов группы койвинита – флоренсита** [Климов и др., 1980ф]. Содержание минералов (преимущественно первично диагностированного как чералит (цералит) в отдельных шлиховых пробах составляет 20–60 % [Шустов и др., 1967ф] и 70 % от веса шлиха, что составляет 3 г/т промытой породы (вес шлиха 0,13 г), достигая 160–260 г/м^3 [Теплов и др., 1969ф].

Мятис-Сулакканская СФПЗ (4.2.2)

Антыйская свита (J_3an) (по р. Анты, левому притоку Бадярихи) представлена в нижней части чередованием серых, темно-серых алевролитов и серых тонкозернистых песчаников. Характерны двух- и трехчленные прямые ритмы переслаивания, градационная слоистость. В верхней части свиты преобладают мелкозернистые алевролиты с частыми прослоями более крупнозернистых разностей, аргиллитов, реже – тонкозернистых песчаников. Также характерны прямые ритмы по 0,5–1,5 м. Стратотип свиты описан Э. Н. Климовым и И. В. Калининым по двум фрагментам в верховье левого безымянного притока р. Сулаккан и на руч. Анты [Климов и др., 1980ф; Государственная … , 1989]. В разрезе (1660 м) преобладают ритмично переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты, нередко в основании ритмов появляются песчаники. Для всех пород характерно наличие кубиков пирита.

Нижняя граница свиты не установлена, выше стратиграфически согласно залегает окочанская свита. Органические остатки в отложениях свиты неизвестны, отмечен лишь углефицированный растительный детрит. Антыйская

* Здесь и далее указаны номера скважин согласно вынесенным на геологическую карту и в прилож. 5а (в скобках указаны авторские номера скважин). (*Прим. науч. ред.*).

** Помимо потенциального источника редких земель (по аналогии с куларитом в нижнем течении Яны), флоренсит в алмазоносных россыпях Южного Урала рассматривался и как минерал-спутник алмаза [Кухаренко, 1951, 1961].

свита сопоставляется с ламуткинской свитой Момской подзоны, а ее возраст принят в объеме раннего титона [Решения … , 2009].

Мощность свиты – около 1660 м.

Окочанская (онкочанская) свита (J_3ok) (по р. Окочан, правый приток р. Анты в нижнем течении) закартирована в бассейне верхних течений рек Анты, Метис (Мятись) и Саканья. В нижней половине свиту слагают преимущественно песчаники – светло-серые мелко- и среднезернистые вулканомиктовые. Отмечаются прослои алевролитов, линзы гравелитов и конгломератов. В верхней части свиты почти нацело преобладают мелкозернистые алевролиты. Стратотип свиты описан Э. Н. Климовым в 1977–1978 гг. по нескольким фрагментарным разрезам на р. Метис (Мятись) и на ее мелком левом притоке – руч. Белка [Климов и др., 1980ф; Государственная … , 1989]. Разрез (1973 м) характеризуется ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов при полном отстутствии аргиллитов. Среди песчаников часто отмечаются вулканомиктовые, для всх пород характерны включения кубиков пирита. В верхней части разреза появляются глинисто-карбонатные и глинисто-марказитовые конкреции.

Свита согласно залегает на антыйской свите, а перекрывается крестсалинской. Органические остатки в отложениях свиты неизвестны. Возраст основан на ее положении в разрезе и принят почти в полном объеме (кроме верхов) среднего титона [Решения … , 2009].

Вариации мощности свиты по площади колеблются в интервале 1940–2150 м, снижаясь в северо-восточном направлении от осевой линии Момского хребта.

Крестсалинская свита (J_3ks) была выделена А. Д. Коротковым и соавторами западнее территории листа Q-55 на левобережье р. Индигирка в бассейне р. Колядин и ее левого притока – р. Крест-Сала, по которой свита получила свое название [Коротков и др., 1981ф]. На площади листа Q-55 свита сложена в основном мелкозернистыми алевролитами (70–80 %) с частыми маломощными (до 2–4 м) прослоями крупнозернистых алевролитов и тонкозернистых песчаников. Весьма характерны двух- и трехчленные прямые ритмы (от 0,5 до 20 м). Часто встречаются глинисто-пиритовые и пиритовые конкреции (2–3 см). В верхних горизонтах свиты нередко отмечаются дисковидные, карбонатно-глинистые, кремнистые, песчано-глинистые пиритизированные конкреции с фунтиковой текстурой (0,5 × 1 м). Стратотип и парастратотип свиты расположены за западной рамкой листа Q-55, соответственно, на р. Колядин (левом притоке р. Индигирка) и на р. Крест-Сала (левом притоке р. Колядин) [Коротков и др., 1981ф]. Типовой разрез (1006 м) на территории листа Q-55 известен на р. Метис (Мятись) [Государственная … , 1989], где свита сложена в нижней части ритмично переслаивающимися алевролитами, а выше в ритмах появляются песчаники и аргиллиты. Практически для всего разреза характерно присутствие разнообразных по составу конкреций, среди которых преобладают пиритовые.

Свита согласно залегает на окочанской свите, а перекрывается зашиверской. По представлениям А. Д. Короткова и соавторов, на левобережье Индигирки за рамкой листа Q-55 свита залегает не на окочанской, а на одновозрастной с ней болчукской свите [Коротков и др., 1981ф]. Органические

остатки в отложениях свиты неизвестны. Возраст кресталинской свиты основан на стратиграфическом положении и принят в узком объеме конца среднего титона [Решения … , 2009].

Мощность свиты по площади изменяется в интервале 1000–1500 м, уменьшаясь от осевой части Момского хребта к его северо-восточным склонам.

З а ш и в е р с к а я с в и т а ($J_3z\check{s}$) (по древнему исчезнувшему городу Зашиверск на Индигирке) выделена западнее территории листа Q-55 А. Д. Коротковым и соавторами [Коротков и др., 1981ф]. На территории листа в нижней части разреза свита представлена чередованием пластов и пачек переслаивания серых тонко- и мелкозернистых песчаников, темно-серых алевролитов и черных аргиллитов. В песчаниках постоянно присутствуют глинисто-пиритовые и пиритовые конкреции, реже конкреции и линзы глинисто-карбонатного состава. Широко развиты подводно-оползневые текстуры. Верхняя часть свиты сложена преимущественно алевролитами, нередко песчанистыми с редкими прослоями серых тонкозернистых песчаников. Среди алевролитов преобладают крупнозернистые разности. Стратотип свиты расположен за рамкой листа Q-55 – в нижнем течении р. Колядин (нижняя часть свиты) и на левобережье р. Индигирка между устьями ручьев Мякя и Крючок [Коротков и др., 1981ф]. На территории листа Q-55 типовой разрез свиты известен на р. Метис (Мятись) [Государственная … , 1989б]. Разрез (2263 м) характеризуется переслаиванием песчаников и алевролитов, реже отмечаются аргиллиты. Доля глинистых пород возрастает вверх по разрезу. Конкреции встречаются редко, довольно часто отмечаются подводно-оползневые текстуры.

Свита согласно залегает на крестсалинской и также согласно перекрывается меловыми угленосными отложениями ожогинской свиты. Из органических остатков в отложениях свиты упоминается только единственный отпечаток растительных остатков *Coniopteris* sp. [Государственная … , 1989], представители этого рода как характерные известны в отложениях кимериджа, титона и самых низов мела [Решения … , 2009]. Возраст отложений определяется в основном по стратиграфическому положению и принят в объеме позднего титона [Решения … , 2009].

Вариации мощности свиты по территории меняются в интервале 1560–3000 м, увеличиваясь в северо-западном направлении.

Зашиверская свита завершает разрез юрской системы в Мятис-Сулаканской подзоне. Этот тип разреза представляет собой северный, более глинистый и фаунистически немой тип разреза бастахской серии, в отличие от Момской подзоны. Как и в случае с аргатасской свитой, единого мнения о соотношениях с перерывающими меловыми отложениями не существует. Хотя большинство исследователей и считает их согласными, но другие приводят данные и об угловых несогласиях. Западнее территории листа в бассейне Индигирки на угловое несогласие между юрой и мелом указывали разные авторы [Геология … , 1962; Копорулин и др., 1973].

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Алазейская СФО

Иккикюнняхская свита (J_3–K_1ik) впервые закартирована при ГСР-200 [Кац и др., 1975ф; Николаев и др., 1975ф]. Выделена в 1937 г. В. Н. Саксом [Сакс, 1939; Стратиграфический … , 1959, 1979] с названием свита иккикюнах по р. Икки-Кюннях (правый приток Седедемы ниже устья Оччугуй-Кудерая).

Свита сложена туфопесчаниками, туфами, туффитами, туфогравелитами, известковистыми туфопесчаниками и туфоалевролитами, известняками, пепловыми туфами, туфобрекчиями, глинистыми и песчано-глинистыми сланцами. Наиболее мощный (460 м) разрез свиты известен на правобережье Седедемы и представлен, по материалам З. Б. Флоровой, в основном туфогенными породами – туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами [Николаев и др., 1975ф]. Реже в верхней части встречаются прослои известковистых алевролитов и песчаников, конкреции и линзы известковистых и карбонатных пород.

На раннем этапе исследований свита считалась нижнеюрской [Сакс, 1939; Стратиграфический … , 1959], но эта точка зрения была позднее пересмотрена вместе с понятием и объема свиты. Богатые сборы пелеципод по разрезу и по отдельным выходам на остальной части площади уверенно определяют титонский-раннеберриасский возраст отложений, при этом нижняя граница свиты рассматривается в середине кимериджа. На кимериджский ярус косвенно указывают двустворки *Buchia rugosa* (Fisch.) и *Buc. lindstroemi* Sok. Титонский ярус характеризуют находки *Buchia mosquensis* (Buch.) и *Buc. orbicularis* (Hyatt.). Остатки бухиид *Buchia* cf. *lahuseni* (Pavl.), *B. terebratuloides* (Lah.), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B.* ex gr. *fischeriana* (Orb.) и др., характеризующие верхнюю половину иккикюнняхской свиты [Государственная … , 1989а], широко распространены в верхневолжском подъярусе (верхняя часть элгакчанского горизонта, бухиазона *Terebratuloides–Tenuicollis)*, нижняя половина которого соответствует зоне *Berriasella jacobi – Pseudosubplanites grandis* зонального стандарта (нижняя часть берриаса) [Colloque … , 1975].

Свита местами с размывом залегает на абыгалахской свите, а перекрывается меловыми отложениями, завершая разрез юры на Алазейском плоскогорье.

Мощность свиты оценивается в 460–600 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Морские осадочные и осадочно-вулканогенные образования юры на меловом уровне сменяются преимущественно континентальными. Континентальные и субконтинентальные угленосные отложения меловой системы наиболее широко распространены на восточном обрамлении Момского хребта, развиты также в бассейне среднего и нижнего течений р. Мома и на юге площади листа в районе Дарпирских озер (Уяндино-Ясачненская СФО). Специфиче-

ский разрез с вулканическими фациями проявлен в северо-восточной части территории – на Алазейском плоскогорье (Алазейская СФО) (рис. 8).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Уяндино-Ясачненская СФО (4)

Дарпирская СФЗ (4.1)

Сумунская СФПЗ (4.1.1)

Отложения этой подзоны проявлены на локальном участке в районе Дарпирских озер на южной рамке листа. Разрез представлен одной толщей – дарпирской, которая ранее никогда не картировалась: отложения, к ней относимые, отражались на картах в ранге нерасчлененного нижнего отдела меловой системы. Название толщи с указанием стратотипической местности в районе оз. Дарпир впервые и единожды было озвучено в итоговых материалах Третьего МВРСС [Решения … , 2009].

Дарпирская толща (K_1dr) (по р. Дарпир-Юрях) выделена А. А. Николаевым как свита [Ней и др., 1943ф] и обнажена от бассейна истоков р. Дарпир-Сиен вдоль подножья хр. Улахан-Чистай до левобережья р. Улахан-Нагаин. Толщу слагают в основном песчаники, реже – алевролиты и сланцы, содержащие прослои и линзы гравелитов, конгломератов, пласты каменного угля. Разрез в бассейне р. Дарпир-Юрях [Клочков и др., 1979ф] представлен чередованием пачек переслаивания песчаников и алевролитов при подчиненной роли аргиллитов и углисто-глинистых сланцев. Встречен один пласт углей (2 м). В средней части – линзовидные прослои конгломератов с галькой кислых вулканических пород. Общая мощность по разрезу – 500–520 м.

Отложения толщи смяты в узкие складки северо-западного простирания с углами падения на крыльях от 40 до 80°. Нижняя граница толщи достоверно не установлена, предполагается, что она согласно залегает на отложениях верхней юры, небольшой фрагмент которых известен на лево- и правобережье р. Улахан-Нагаин. Фактическая же граница с этими отложениями тектоническая. Верхняя граница толщи также не установлена.

Раннемеловой возраст толщи основан на сборах характерной для нижнего мела флоры (*Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer. (=*integriuscula* Heer.). Первый вид (хвойные) известен от берриаса (кроме самых низов) до верхней границы баррема (ожогинский флоритовый комплекс), род гингковых и листья *Desmiophyllum* sp., более характерные для отложений апта и альба (силяпский и буор-кемюсский флоритовые комплексы) [Самылина, 1974], хотя первый и встречается как в более нижних слоях, так и выше по разрезу [Решения … , 2009]. На основании данных [Решения … , 2009] принят берриасский возраст толщи.

На левобережье р. Улахан-Нагаин (руч. Речка) мощность толщи возрастает до 600 м. Общая мощность толщи оценивается в 500–600 м.

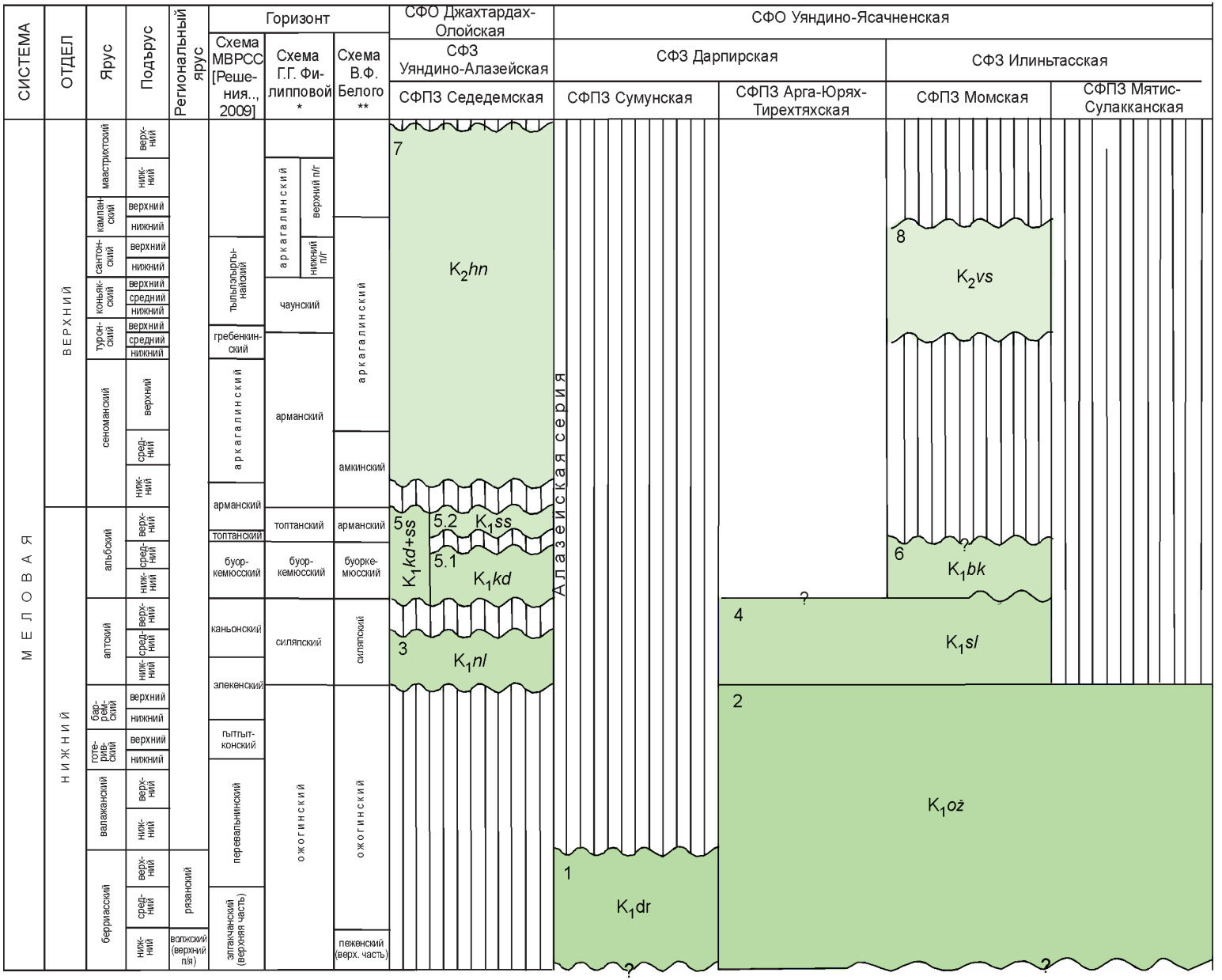


Рис. 8. Схема корреляции стратифицированных образований мела территории листа Q-55 – р. Мома.

Свиты и толщи: 1 – дарпирская толща, 2 – ожогинская свита, 3 – нельканская свита, 4 – силяпская свита, 5 – кадылчанская и североседедемская свиты объединенные (5.1 – кадылчанская, 5.2 – североседедемская), 6 – буоркемюсская свита, 7 – хангатасская свита, 8 – встречнинская свита.

Q-55 Вклейка. Заказ 42014100

Дарпирская толща на левобережье р. Дарпир-Юрях вмещает Дарпирское (Угольное) крупное непромышленное месторождение каменного угля (не учитывается Госбалансом), открытое в 1941 г. Н. И. Алейниковым [Алейников и др., 1941ф]. Разные варианты оценок геологических запасов и прогнозных ресурсов дают цифры от 300 млн т [Ней и др., 1943ф] до 570 млн т [Попов, 1961; Геология … , 1962; Угленосность … , 1966]. Наиболее значимые (из разведанных канавами [Ней и др., 1943ф]) пласты имеют мощность 6,3 м, 2,6 м и 1,6 м. Тощие угли месторождения в высокой степени метаморфизованы [Геология … , 1962; Угленосность … , 1966; Геология … , 1979]. Угли практически лишены летучих компонентов, характеризуются низким содержанием водорода, повышенным – серы, высокой зольностью и близки к антрацитам. По наблюдениям К. И. Нея [Ней и др., 1943ф], в угленосных отложениях свиты присутствуют горизонты конгломератов, в которых содержатся гальки роговиков и гранит-порфиров, сходных с породами, распространенными в эндо- и экзоконтактах Дарпирского гранитного массива [Клочков и др., 1979ф]. Эти данные свидетельствуют о том, что расположенные рядом граниты не могли быть причиной высокого метаморфизма углей. Скорее всего метаморфизм связан с тем, что дарпирская толща находится в зоне влияний крупного разлома (Дарпирский надвиг), вызвавшего интенсивные дислокации и термальные изменения в осадках толщи.

Дарпирская (4.1) ***и Илиньтасская*** (4.2) ***СФЗ***

Арга-Юрях-Тирехтяхская (4.1.3) *и Момская* (4.2.1), *Мятис-Сулакканская* (4.2.2) *СФПЗ*

Выделенные в пределах Уяндино-Ясачненской СФО Дарпирская и Илиньтасская СФО четко разделялись по характеру осадочно-вулканогенных отложений средней и поздней юры. Однако в раннем мелу вулканизм в Уяндино-Ясачненской области прекратился и характер осадконакопления в континентальном бассейне стал менее дифференцированным. Наземные угленосные отложения ожогинской и силяпской свит отмечены на геологической карте в пределах Арга-Юрях-Тирехтяхской и Момской СФПЗ.

Ожогинская свита выделена в 1957 г. Г. Г. Поповым, а силяпская еще раньше – в 1938 г. В. А. Зиминым [Стратиграфический … , 1959, 1979]. Обе свиты вместе с вышележащей буоркемюсской и еще одной, ныне упраздненной камыкинской свитой, конгломераты которой выделялись Г. Г. Поповым [Попов, 1961] между силяпской и буоркемюсской, объединяются в *зырянскую серию* [Стратиграфический … , 1959, 1979].

Ожогинская свита ($K_1 o\check{z}$) (по р. Ожогина) закартирована в предгорьях восточного склона Момского хребта [Государственная (устье Булкута) … , 1987; Государственная (истоки р. Омчикчан) … , 1988 и др.] и в долине среднего течения Момы [Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф]. Свита сложена средне- и мелкозернистыми известковистыми полимиктовыми песчаниками, известковистыми алевролитами. В резко подчиненном количестве присутствуют углисто-глинистые сланцы. В основании свиты известны маломощные линзы мелкогалечных конгломератов, а в верхней части появляются

линзы плотных с раковистым изломом ярко окрашенных мергелей. Характерны пласты, прослои и линзы каменных углей. Стратотип свиты расположен на р. Силяп [Решения … , 2009]), разрезы многочисленны, но большей частью фрагментарные и маломощные даже в районе расположения основных угольных месторождений [Теплов и др., 1969ф; Баранова и др., 1975ф]. Один из вариантов наиболее полного описания свиты в бассейне р. Силяп приведен также в нескольких фрагментах [Бобров и др., 1981ф]. Низы свиты обнажены в правом борту правого безымянного притока р. Силяп, далее разрез наращивается по левому борту р. Силяп выше устья руч. Грозный. Для нижней части характерно в целом равное соотношение песчаников и алевролитов, в верхней – песчаники преобладают. По всему разрезу встречаются прослои вулканомиктовых песчаников, аргиллитов, мергелей и углистых сланцев, редкие прослои (0,1–0,4 м) угля. Суммарная мощность свиты здесь по двум фрагментам – 2820 м, очевидно, это близко к максимальным значениям, хотя более вероятно, что мощность завышена.

По мнению большинства геологов, свита согласно, возможно, лишь местами со следами локальных размывов залегает на бастахской серии, вместе с тем ряд исследователей указывает на существование перерыва между юрой и мелом. В пределах Момской СФПЗ ожогинская свита перекрывается силяпской свитой. Первоначально возраст свиты считался позднеюрско-раннемеловым [Самылина, 1974; Решения … , 1978]. Раннемеловой возраст в современном понимании в объеме почти всего нижнего отдела (кроме апта и альба) [Легенда … , 2002; Решения … , 2009] принимается по чрезвычайно богатым комплексам флоры. Определяющее значение имеют папоротники *Coniopteris setacea* (Pryn.) Vachr. и хвойные *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., которые в совместном нахождении характеризует именно ожогинскую стратофлору [Решения … , 2009], а присутствие первых считается обязательным для нее [Самылина, 1974]. Кроме флоры в составе отложений отмечены пресноводные моллюски [Зинченко, 1978].

Верхняя часть ожогинской свиты в разрезе на р. Силяп является стратотипом одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009].

Максимальная мощность свиты может оцениваться до 2820 м, но большинство исследователей приводит данные, что она не превышает 2000 м [Зинченко, 1981; Иванов и др., 1978] или варьирует в интервале 1500–2300 м [Решения … , 2009]. Северо-западнее р. Силяп в долине р. Бургалы (Санга) фактические (неполные?) мощности в разрезах не превышают 470 м.

В составе тяжелой фракции песчаников ожогинской свиты преобладает гранат (до 60 %), циркон (до 57,8 %), апатит (до 32 %), встречаются рутил (до 2,2 %), хромит и пикотит. В правом борту р. Сомнительная (правый приток р. Сибик), в истоках р. Быллар (левый приток р. Зырянка), в верхнем течении руч. Якши (левый приток р. Рассоха) в отложениях ожогинской свиты локализованы проявления каменных углей. Мощности пластов углей в этих проявлениях, как правило, не превышают 0,5 м, редко достигают 1,5 м. Тем не менее эта первая снизу в вертикальном ряду зырянской угленосной серии свита тоже считается потенциально перспективной на выявление месторождений каменных углей. В отложениях свиты на площади листа и приле-

гающих территориях выявлено около 10 пластов каменных углей мощностью от 0,1 до 1,5 м [Тектоника … , 2001].

Дарпирская (4.1) ***и Илиньтасская*** (4.2) ***СФЗ***

Арга-Юрях-Тирехтяхская (4.1.3) *и Момская* (4.2.1) *СФПЗ*

С и л я п с к а я с в и т а (K_1sl) (по р. Силяп – правому притоку р. Ожогина) распространена в предгорьях восточного склона Момского хребта [Государственная (устье Булкута) … , 1987; Государственная (истоки р. Омчикчан) … , 1988 и др.], в долине Момы [Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф]. Сложена темно-серыми алевролитами, черными аргиллитами, серыми и светло-серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, содержащими прослои углистых сланцев и пласты каменных углей. Разрезы свиты довольно многочисленны, но характеризуют маломощные отдельные фрагменты. В качестве стратотипа рассматривается разрез на р. Силяп [Решения … , 2009]. Наиболее полный (1130 м) разрез расположен в правобережных обрывах р. Грозная (правый приток р. Силяп) в районе ее устья, где отложения согласно наращивают нижележащую ожогинскую свиту [Бобров и др., 1981ф]. Разрез характеризуется чередованием мощных пачек ритмичного переслаивания алевролитов и аргиллитов при подчиненной доле песчаников. Часто встречаются прослои и пласты (до 1,7 м) каменного угля.

Свита согласно перекрывается буоркемюсской свитой. Возраст свиты определяется на основании сборов многочисленной флоры, характерной для одноименного силяпского флоритового комплекса и принят в полном объеме апта [Решения … , 2009]. Среди определяюших этот комплекс растений наиболее значимы появившиеся с апта новые рода гингковых, таких как *Gingko* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer. [Самылина, 1974], известные в отложениях свиты, в частности на р. Делуоткич [Климов и др., 1980ф]. На р. Саканья в свите вместе с еше существующими папоротниками *Coniopteris setacea* (Pryn.) Vachr. известны новые *Birisia onuchioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl. [Климов и др., 1980ф], появление которых характеризует тоже именно силяпскую стратофлору [Самылина, 1974].

Вариации максимальных мощностей оцениваются от 1130 до 2000–2600 м [Решения … , 2009].

Разрез свиты считается стратотипом одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы [Решения … , 2009].

В отложениях силяпской свиты на территории листа сосредоточено большое количество проявлений каменных углей (группа проявлений в среднем течении р. Гонюха и др.). Западнее территории листа в отложениях свиты известны проявления и месторождения каменных углей (Буор-Юряхское, Тихонское, Краснореченское, Соголохское, Селенняхское и др.), в том числе и промышленные (Тихонское), что делает свиту и на территории листа потенциально перспективной на выявление промышленных месторождений. В отложениях свиты на площади листа и прилегающих территориях выявлено не менее 45 пластов каменных углей мощностью от 0,4 до 13,6 м [Текто-

ника … , 2001]. Общий коэффициент угленосности силяпской свиты – 2, коэффициент рабочей угленосности – 1,8 [Угленосность … , 1966].

По данным люминисцентно-капиллярного анализа [Вольнов и др., 1968ф], большая часть разреза ожогинской свиты может рассматриваться в качестве потенциальной нефтегазоматеринской толщи, преимущественно газопроизводящей.

Илиньтасская СФЗ (4.2.)

Момская СФПЗ (4.2.1)

Буоркемюсская свита (K_1br) (по р. Буор-Кемюсь, правому притоку р. Зырянка, ниже с. Угольное) распространена только на восточных склонах Момского хребта. Свита представлена грубым ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и их известковисто-доломитистых разностей, аргиллитов, мергелей, реже углистых сланцев, каменных углей, гравелитов, линз конгломератов и сидерита. Мергели залегают в виде конкреционных линз и прослоев, несут примесь сидерита, придающего породам с поверхности желтую и оранжевую окраску. Широко распространены «горелики», которые придают пеструю окраску всем породам (от желтой и оранжевой до ярко-красной и фиолетовой), с гореликами ассоциируют шлаки, натечные формы и стеклоподобные агрегаты. В качестве стратотипа рассматривается разрез на р. Зырянка в районе устья руч. Буор-Кемюсь [Решения … , 2009]. Разрезы довольно многочисленны, но фрагментарны. Один из наиболее полных по мощности (1432–1442 м) разрезов свиты известен в береговых обрывах р. Силяп ниже устья р. Грозная [Бобров и др., 1981ф], где он представлен чередованием пачек переслаивания алевролитов и песчаников при подчиненной роли мергелей и известково-доломитистых алевролитов. Характерны мощные пачки гореликов (более 100 м) и пласты углей (более 1,8 м).

Свита с размывом перекрывается встречнинской свитой. Возраст буоркемюсской свиты, в первую очередь, определяется богатыми сборами флоры, характеризующей одноименный флористический комплекс, и принят почти в полном объеме альба (кроме верхней части яруса) [Решения … , 2009]. Наряду с ранее встречавшимися папоротниками из ожогинской и силяпской свит здесь появляются новые, среди которых – *Asplenium dicksonianum* Heer. (р. Эльгандя [Климов и др., 1980ф]), характеризующие именно буоркемюсскую стратофлору [Самылина, 1974]. Для буоркемюсской свиты характерно первое на Северо-Востоке России появление покрытосеменных [Самылина, 1974]. Остатки пресноводных гастропод [Филиппов и др., 1976ф; Бобров и др., 1981ф] из отложений свиты известны в апт-альбских отложениях Азии, многочисленные пелециподы [Климов и др., 1980ф] (опр. Г. Г. Мартинсон) широко распространены в азиатской части России, в Монголии и Китае в апт-альбских отложениях. Разрез свиты возле устья р. Буор-Кемюсь является и стратотипом одноименного горизонта региональной стратиграфической шкалы как по схеме Г. Г. Филипповой, так и по схеме В. Ф. Белого [Решения … , 2009].

Обшая мощность свиты оценивается в 2300–2400 м.

В отложениях буоркемюсской свиты сосредоточено максимальное количество проявлений, непромышленных и промышленных месторождений каменных углей, как разрабатывавшихся в разные годы (Мелегейское (1935 г.), Эрозионное (1936–1984 гг.), Сибик-2 (1971–1979 гг.), Харанга (1980–1983 гг.), Буор-Кемюсское (1983–2000 гг.), так и разрабатываемых в настоящее время (Надеждинское – с 2000 г.) [Верхнеколымский … , 2002]. Максимальная мощность рабочих пластов достигает 12 м. Всего же по площади на разных участках в отложениях свиты установлено более сотни пластов каменных углей, из которых около половины имеют рабочие мошности [Тектоника … , 2001]. Общий коэффициент угленосности буоркемюсской свиты почти в 1,5 раза превышает таковой показатель ожогинской свиты и составляет 2,72 (до 7,4 в верхней части [Иванов и др., 1978]), коэффициент рабочей угленосности тоже вырос по отношению к ожогинской свите и составляет 2,5 [Угленосность … , 1966]. Кроме углей в отложениях свиты известны проявления огнеупорных аргиллитов и глинистых сланцев с температурой плавления до 1640 °С [Верхнеколымский … , 2002], кирпичных глин, которые в ранних отчетах рассматривались как малые непромышленные месторождения [Туганов и др., 1943ф; Янин и др., 1954ф].

По данным люминесцентно-капиллярного анализа [Вольнов и др., 1968ф], глинистые толщи буоркемюсской свиты могут рассматриваться в качестве потенциальных нефтегазоматеринских толщ, преимущественно газопроизводящих. Средневзвещенная плотность пород свиты – 2,44 г/см^3 [Чочиа и др., 1971ф].

Джахтардах-Олойская СФО (5)

Уяндино-Алазейская СФЗ (5.1)

Седедемская СФПЗ (5.1.1)

Наземные осадочно-вулканогенные образования мелового возраста широко распространены в пределах Джахтардах-Олойской СФО. На территории листа выделяется фрагмент Уяндино-Алазейской СФЗ этой области, представленный Седедемской СФПЗ. К раннему мелу здесь относятся (снизу вверх) нельканский и кадылчанско-североседедемский осадочно-вулканогенные комплексы.

Нельканский андезитовый осадочно-вулканогенный комплекс представлен осадочно-вулканогенной нельканской свитой. Нельканские субвулканические образования на территории листа не выделены по условиям масштаба карты. Свита в пространственном и временном отношении ассоциирует с дойдинским диорит-гранодиоритовым комплексом (гл. «Магматизм»).

Нельканская свита (K_1nl) (по р. Нелькан – левой составляющей р. Алазея) распространена [Кац и др., 1975ф, 1980ф; Алешко и др., 1984ф; Государственная … , 1980а, 1980б, 1987а, 1987б] на обширных пространствах Алазейского плоскогорья. Свиту слагают андезиты, андезибазальты, андезидациты, дациты, их лавобрекчии и туфы. Реже присутствуют туфоалевролиты, туфопесчаники и риолиты. Свита с угловым несогласием залегает на разновозрастных, более древних отложениях, иногда полностью выпадая из

разреза. Разрезы свиты многочисленны, но наиболее полно в двучленном варианте деления на подсвиты представлены [Алешко и др., 1984ф] по водоразделу двух правых притоков р. Нелькан и в ее верховьях. Разрез сложен (570 м) практически полностью андезитами, их туфами, редко андезибазальтами, туфопесчаниками и туфоалевролитами.

Свита с угловым несогласием, а местами и согласно перекрывается кадылчанской свитой. Фаунистические остатки в отложениях свиты достоверно не установлены, известны только бедные флоритовые комплексы, указывающие на раннемеловой возраст, который принят в объеме почти всего апта [Решения … , 2009]. Среди отмеченных форм – *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer. и хвойные *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp. Первый вид известен в силяпском флоритовом комплексе (апт) и выше, а второй, хотя и встречается в родственных формах в нижней половине альба, но все же более характерен для ожогинского комплекса (берриас–баррем) [Самылина, 1974; Решения … , 2009] – таким образом, возможно, нижние горизонты свиты относятся и к баррему. K-Ar датирование пород свиты по валу дает разброс значений 60–128 млн лет (апт – начало палеогена) [Тектоника … , 1981], что не позволяет использовать эти данные для датирования подразделения. Согласно данным [Решения … , 2009], принят аптский возраст свиты. Однако имеющаяся K-Ar датировка 128 ± 6 млн лет, [Алешко и др., 1984ф] указывает на, возможно, более древний возраст свиты. До получения более определенных данных возраст свиты принимается баррем-аптским.

Местами происходит значительное сокращение мощности свиты – до 75 м и ее полного выпадения из разреза, а максимальные мощности известны на юго-западном склоне плоскогорья – до 710 м.

Кадылчанско-североседедемский временной ряд (серия) риолит-трахитовых осадочно-вулканогенных комплексов состоит из двух последовательных осадочно-вулканогенных комплексов – кадылчанского риолитового и североседедемского трахитового. Оба комплекса включают в себя как стратифицированные, так и субвулканические образования. Последние описаны в гл. «Магматизм», а стратифицированные (по условиям масштаба карты) объединены в единое подразделение: кадылчанская и североседедемская свиты.

Кадылчанская и североседедемская свиты объединенные (K_1kd+ss) распространены в центральной части Алазейского плоскогорья и на его склонах.

Кадылчанская свита (по р. Кадылчан – правая составляющая р. Алазея). Свита сложена риолитами, фельзитами, риолит-дацитами, спекшимися туфами и игнимбритами, реже присутствуют туфоконгломераты. Различаются два типа разрезов свиты – туфово-лавовый и туфово-терригенный. Разрезы первого типа довольно многочисленны и один из наиболее значимых по мощности (250–300 м) известен на водоразделе правой составляющей р. Сылгы-Юрях (левый приток р. Седедема (Федотиха) и левого нижнего притока р. Сев. Седедема [Алешко и др., 1984ф], где свита сложена туфами и лавами риолитов и трахириолитов.

На фоне существенного преобладания вулканических фаций (в том числе экструзивных и жерловых) на севере плоскогорья, в разрезах к югу на кряже Хангас-Тас и на юго-восточных склонах Алазейского плоскогорья в нижней

части свиты преобладают осадочно-пирокластические породы с линзами и маломощными слоями (до 1 м) каменного угля. Разрез этого типа в береговых обрывах левобережья р. Чакырдах (левый приток р. Ожогина) [Николаев и др., 1975ф] представлен (235 м) переслаиванием туфоконгломератобрекчий, туфогравелитов, туфопесчаников, реже туфоалевролитов и углистых фтанитов, в нижней части – пласт угля 1 м. В верхней части появляются пласты туфов дацитов и риолитов.

Свита залегает на разных по возрасту более древних отложениях, в том числе и на палеозойских, а перекрывается везде североседедемской свитой. Возраст свиты основан на богатых флоритовых комплексах ее угленосных фаций и принят в настоящее время в объеме раннего и среднего альба. Среди известных находок [Ефимова, 1963] папоротники – *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph.* ex gr. *angustifolia* Heer., *Opychiopsis psilotoides* (Stokes et Webb) Ward., разнообразные виды гингковых – *Ginkgo adiantoides* (Ung.) Heer., *Gin.* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Gin.* cf. *huttonii* (Sternb.) Heer, хвойные *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp. и др., часть которых в совместном нахождении наиболее характерна для буор-кемюсского флоритового комплекса (альб) [Самылина, 1974; Решения … , 2009]. Калий-аргоновые датировки риолитов колеблются в интервале от 67 (маастрихт) и до 128 млн лет (середина баррема) [Алешко и др., 1984ф; Соловьёв, 1986].

Мощности свиты в разрезах туфолавового типа на разных склонах плоскогорья варьируют в интервале 110–450 м, увеличиваясь на северном склоне и уменьщаясь на северо-восточном и восточном. Туфовые фации имеют максимальные мощности до 450 м, а их существенно меньшие значения (до 110 м) характерны для северо-западных склонов Алазейского плоскогорья.

В угленосных фациях отложений кадылчанской свиты известны пласты каменных углей, которые на одном участке в верхнем течении р. Чакырдах локализованы в проявлении с невыдержанными по простиранию пластами мощностью 0,8–1 м (Чакырдахское), не представляющее практического значения.

В вулканогенных фациях свиты (горизонт сферолоидных лав) севернее территории листа Q-55 локализованы Мустахское (Мастах) и Улахан-Чаогурское проявления халцедонов, сердоликов, агат-сердоликов [Кац и др., 1981ф; Гадиятов и др., 2000]. Причем первое проявление связывается с конкретной вулканической структурой – экструзией кислых лав размером 0,8 × 0,6 км и рассматривается даже в ранге месторождения [Гадиятов и др., 2000]. Эти образования выступают и в роли поставщика камнецветного сырья для потенциально промышленно значимых россыпей в современном и террасовом аллювии (россыпь Огороха), расположенных также севернее листа Q-55.

Североседедемская свита (по р. Сев. Седедема) сложена трахидацитами и трахириолитами, их туфами (до агломератовых), преимущественно мелкообломочными, витрокластическими туфами, лавобрекчиями, кластолавами, сферолоидными лавами. Менее распространены дациты, риолиты, трахиты. Широко развиты покровные фации, известны экструзивные купола и проявления жерловых фаций. Свита залегает на разновозрастных отложениях, как мезозоя, так и палеозоя. Один из многочисленных разрезов свиты известен в верхнем течении правой составляющей р. Нелькан, где она залегает на

андезитах нельканской свиты (кадылчанская свита здесь из разреза выпадает) [Алешко и др., 1984ф]. Свита в разрезе (250 м) представлена в основном трахидацитами и их туфами, реже – менее мощными лавами трахириолитов и пачками их туфов.

В разрезах на западных склонах плоскогорья к нижним горизонтам свиты отнесены и грубообломочные терригенные фации, которые иногда выделялись в самостоятельную огорохскую толщу [Русаков и др., 1971ф; Кац и др., 1980ф; Государственная … , 1987б]. Разрез (44–54 м) этого типа известен на р. Огороха чуть севернее территории листа Q-55 [Кац и др., 1980ф], где свита сложена переслаиванием туфоконгломератов и туфогравелитов с прослоями туфопесчаников и аргиллитов. Положение этого грубообломочного горизонта весьма условно – если соотношения с нижележащими отложениями кадылчанской свиты более или менее понятные, то вышележащие отложения только предполагаются по пространственному расположению и тех, и других. Достоверно установленное залегание североседедемской свиты над кадылчанской известно только на юго-восточном склоне горы Алазей-Хадара и в верхнем течении р. Кадылчан, а в большинстве других случаев выходы свит разобщены. Предполагается, что более масштабные покровы североседедемской свиты на участках своего распространения полностью перекрывали нижележащую кадылчанскую свиту.

Калий-аргоновое датирование риолитов по валу дает интервал от 90 (турон) до 102 млн лет (альб) [Алешко и др., 1984ф; Розенкранц и др., 2000ф]. В. И. Соловьёв (ИГ ЯФ СО АН СССР) приводит данные, что в истоках р. Нелькан в туфогравелитах свиты имеются находки *Birisia* sp. (вторая половина раннего мела, опр. В. А. Вахромеева (ГИН АН СССР)) [Соловьёв, 1986]. Расцвет этих папоротников отвечает буоркемюсскому времени [Самылина, 1974], а характерны они в отложениях апта, альба и низов сеномана [Решения … , 1978, 2009]. Субвулканические породы (риолиты и дациты, андезиты) на правобережье р. Оччугуй-Кудерай по K-Ar датированию показывают значения 116 ± 2 млн лет и 120 ± 9 млн лет (апт) [Соловьёв, 1986]. Возраст североседедемской свиты оценивается в основном по ее стратиграфическому положению над флористически охарактеризованной кадылчанской свитой и принимается в настоящее время только в объеме позднего альба [Решения … , 2009]. Полученная недавно U-Pb SHRIMP датировка трахидацита североседедемской свиты 106,6 ± 1,3 млн лет [Цуканов, Соколов, 2019] подтвердила ее позднеальбский возраст.

Общая максимальная мощность североседедемской свиты в целом – до 645 м.

Мощность объединенного подразделения – 750–1050 м.

В поле развития образований североседедемской свиты локализованы все рудопроявления урана Кадылчанской и Кыллахской перспективных площадей – Кадылчанское, Зоренька, Искорка, Охра, Светлячок, Оленье [Березнев и др., 2015ф].

Общий возрастной объем объединенного подразделения – весь альб.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Уяндино-Ясачненская СФО (4)

Илиньтасская СФЗ (4.2)

Момская СФПЗ (4.2.1)

Встречнинская свита (K_2vs) (по р. Встречная – правому притоку р. Силяп в нижнем течении) ранее на геологических картах не картировалась, а отложения рассматривались в ранге нерасчлененных, принадлежащих к верхнему отделу мела [Бобров и др., 1981ф]. Свита сложена в нижней части преимущественно конгломератами, среди которых встречаются гравелиты, песчаники, алевролиты, углистые сланцы и каменные угли. Галька и редкие валуны (до 20 см) представлены преимущественно изверженными породами. Верхняя часть свиты образована тонкообломочными и туфогенными породами (алевролитами, туфами, мергелями, тонко- и мелкозернистыми песчаниками, углистыми сланцами, линзами сидерита и каменных углей). Один из наиболее полных по мощности разрезов, описанный в ранге нерасчлененного, принадлежащий к верхнему мелу [Бобров и др., 1981ф]. В левобережных обрывах р. Силяп в 1 км выше устья р. Нюлкучан на песчаниках буоркемюсской свиты с размывом в основании и с небольшим угловым несогласием лежит пачка (40 м) конгломератов, которые выше сменяются песчаниками с прослоями и менее мощными пачками конгломератов. Еще выше описана мощная (140–150 м) пачка конгломератов, сменяющаяся снова песчаниками с прослоями конгломератов, пачками переслаивания песчаников и алевролитов. В верхней части свиты преобладают вулканомиктовые песчаники, там же отмечена довольно мощная (13 м) пачка кислых туфов. Пласты углей не превышают по мощности 0,4 м. Мощность свиты в этом разрезе – более 515 м. На левобережье р. Силяп, ниже устья руч. Нюлкучан видимая мощность последней пачки алевролитов – более 150 м.

Нижняя граница свиты интерпретируется разными авторами неоднозначно – от согласной [Бобров и др., 1981ф] до несогласной с перерывом [Решения … , 2009], Стратиграфический интервал перерыва отвечает верхам альба и полному объему сеномана и части турона. Верхняя граница свиты также достоверно не установлена. Позднемеловой возраст свиты основан на разнообразных флоритовых комплексах и принимается в объеме конца туронского, коньякского, сантонского и начала кампанского веков [Решения … , 2009]. Туронскому–сантонскому возрасту отвечают находки хвойных *Cephalotaxopsis heteropylla* Holl., более узкий возрастной интервал (коньяк–сантон) характеризуют *Thuia cretacea* (Heer) Newb. [Решения … , 1978], которые указывают именно на аркагалинскую стратофлору [Самылина, 1974]. Среди покрытосеменных известны отпечатки листьев *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry и др., тоже характерные для аркагалинского флоритового комплекса [Самылина, 1974; Решения … , 2009].

Максимальная мощность свиты – 635 м и более.

В правом борту р. Арга-Юрях (правый приток р. Ожогина) в среднем течении, на р. Встречная и в правом борту р. Илин-Кынгырайдах в среднем

течении в свите в 1976 г. выявлены три проявления каменных углей. Мощность крутопадающего угольного пласта на р. Илин-Кынгырайдах достигает 3 м, на р. Встречная установлено пять пологозалегающих сближенных в вертикальном разрезе пластов углей мощностью от 0,1 до 0,5 м, а на р. Арга-Юрях угли в поле развития этой свиты встречены только в элювиальных развалах [Бобров и др., 1981ф]. Потенциальная угленосность свиты отмечена и в итоговых материалах Третьего МВРСС [Решения … , 2009].

Встречнинская свита завершает разрез мела Момской СФПЗ, в отложениях которой сконцентрированы основные месторождения и проявления каменных углей. Ресурсный потенциал углей этой области в максимальных вариантах оценок достигает 102,6 млрд т [Геология … , 1962; Угленосность … , 1966; Тектоника … , 2001], основная его часть (более 80 млрд т) при этом сосредоточена именно на территории листа Q-55 и связывается с силяпской и буоркемюсской свитами, что, безусловно, позволяет отнести обе свиты к минерагеническим факторам. Менее значима здесь минерагеническая роль ожогинской и встречнинской свит, но и они потенциально перспективны на выявление промышленно значимых месторождений. В районах многих угольных месторождений и проявлений практически по всем меловым свитам широко развиты аргиллиты, измененные под влиянием подземных возгораний углей и известные как «горелики». Температура плавления (1460–1640°) этих пород позволяет рассматривать их в качестве сырья для огнеупорных материалов [Туганов и др., 1943ф; Государственная … , 1986; Верхнеколымский … , 2002].

Средневзвешенная плотность пород ожогинской, силяпской и буоркемюсской свит – 2,60 г/см^3 [Чочиа и др., 1971ф]. Общая битуминозность пород тех же свит невысока – 0,02–0,03 %, но суммарные мощности битумсодержащих пород достаточно велики. С меловыми отложениями, предположительно, связаны два наиболее достоверных выхода горючих газов глубинного происхождения: один в 14 км западнее рамки листа на правом берегу р. Индигирка, а еще один (на площади листа) со дна безымянного озера в 20 км восточнее с. Крест-Майор (нежил.) [Косолапов и др., 1964ф; Чочиа и др., 1971ф]. Именно разрез зырянской серии считается в одноименном Зырянском прогибе наиболее перспективным на выявление газовых залежей [Работнов и др., 1974; Чочиа и др.. 1976; Зинченко и др., 1987].

Джахтардах-Олойская СФО (5)

Уяндино-Алазейская СФЗ (5.1)

Седедемская СФПЗ (5.1.1)

Осадочно-вулканогенный разрез верхнемеловых отложенй этой СФПЗ проявлен исключительно на Алазейском плоскогорье и представлен хангатасской свитой одноименного осадочно-вулканогенного комплекса.

Хангатасский трахиандезит-базальтовый осадочно-вулканогенный комплекс (K_2hn) представлен стратифицированными (хангатасская свита), экструзивными и субвулканическими образованиями. Последние описаны в гл. «Магматизм».

Хангатасская свита (K_2hn) (по Хангатасскому кряжу (совр. – кряж Хангас-Тас) сложена двупироксеновыми, авгитовыми, гиперстеновыми, оливиновыми и лейкократовыми базальтами, а также трахибазальтами и трахиандезибазальтами. В подчиненной роли – щелочные лейцитовые базальты, туфы основного состава и шлаки. Распространение свиты в основном ограничено двумя обширными полями, представляющими собой наслоение более десятка лавовых потоков в каждом.

На пологом водоразделе рек Седедема (Федотиха) и Амгындя-Тирехтях [Кац и др., 1980ф] переслаивающиеся потоки базальтов и андезибазальтов с одиночными пластами и пачками туфов основного состава (315 м) залегают на трахиандезитах и трахитах североседедемской свиты.

Верхняя граница свиты достоверно не установлена. Позднемеловой возраст отложений в [Решения … , 2009] принят по стратиграфическому положению и ограничен сеноманом. В. И. Соловьёв приводит данные, что по этим отложениям имеются K-Ar датировки: 106 млн лет (середина альба), 100 млн лет (начало сеномана), 96 млн лет (середина сеномана), 92 млн лет (начало турона) и 80 млн лет (начало кампана), а залегают отложения в верховье р. Нелькан на туфогравелитах с верхнемеловой флорой [Соловьёв, 1986]. В нижнем течении р. Нелькан на левом склоне долины описаны двупироксеновые миндалекаменные андезибазальты и трахиандезиты экструзивной фации, по которым имеются K-Ar датировки в 60 (середина палеоцена) и 88 млн лет (коньяк) [Соловьёв, 1986]. Н. В. Цукановым, С. Д. Соколовым [2019] приведена K-Ar датировка плагиоклаза хангатасских базальтов – 59 ± 9 млн лет (с учетом ошибки – маастрихт–палеоцен). Исходя из стратиграфического положения и изотопных датировок принимается сеноман-маастрихтский возраст свиты. Не исключен и палеоценовый возраст части этих образований.

Максимальные (до 750 м) мощности свиты известны на юго-восточном склоне плоскогорья, а минимальные (до 50 м) – на северо-западе.

В пузыристых разностях базальтов и андезибазальтов хангатасской свиты встречаются округлые выделения (от 1–2 до 20–30 см) светло-серого халцедона, белого опала, зеленоватого хлор-опала, редко – силико-ониксов и агатов с бледноокрашенным рисунком. Эти образования при разрушении дают в современном аллювии близкие к промышленным скопления сердоликов и агатов, такие как на косах р. Седедема (Федотиха) на интервале от устья р. Сев. Седедема и до 0,5 км ниже устья р. Хайырдах (правый приток р. Седедема (Федотиха) возле восточной рамки площади листа Q-55) [Николаев и др., 1975ф; Халцедоны … , 1987; Гадиятов и др., 2000].

Физико-технические испытания по базальтам и андезибазальтам свиты показали пригодность пород для производства щебня, бутового камня и для использования в качестве балласта при отсыпке железнодорожных путей [Кац и др., 1980ф].

Хангатасская свита завершает разрез меловой системы и мезозоя в целом на Алазейском плоскогорье.

В соответствии с положениями ПК [Петрографический … , 2009] весь временной ряд альб-сеноманских осадочно-вулканогенных комплексов Алазейского плоскогорья (кадылчано-североседедемский ряд и хангатасский комплекс) может рассматриваться как алазейская осадочно-вулканогенная серия с

антидромным строением, сформированная в условиях континентального рифтогенеза на этапе растяжения земной коры. А. П. Ставским эти образования выделялись в ранге контрастной риолит-базальтовой серии [Ставский, 1981].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Отложения кайнозоя на территории листа весьма широко распространенены и представлены всеми тремя системами – палеогеновой, неогеновой и четвертичной.

Палеогеновые и неогеновые отложения развиты в подавляющем большинстве на площадях неотектонических впадин и низменностей и относятся к двум крупным структурно-формационным областям – Индигиро-Колымской и Верхояно-Колымской. Локальные фрагменты распространения отложений в границах этих областей известны и в осевых частях горных систем.

В пределах Индигиро-Колымской СФО отложения палеогена и неогена относятся к двум структурно-формационным зонам: Верхнеалазейской и Индигиро-Зырянской. Последняя на площади листа представлена Саканьинским и Ожогино-Зырянским стратиграфическими районами.

В границах Верхояно-Колымской области отложения палеогена и неогена отнесены к двум зонам – Яно-Колымской СФЗ в составе Джелканского и Букчанского СР и Индигиро-Омулёвской СФЗ в составе Интахской и Омулёвской СФПЗ.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Индигиро-Колымская СФО (2)

Индигиро-Зырянская СФЗ (2.1)

Саканьинский СР (2.1.1)

С а к а н ь и н с к а я с в и т а (P_1sk) (по р. Саканья) выделена В. В. Гайдуком, О. В. Гриненко и А. Ф. Фрадкиной по керну скв. 2 (272-01) на междуречье Саканьи и Метиса (Мятись) [Гайдук и др., 1993]. Выходы отложений саканьинской свиты на поверхности известны только на водоразделах рек Камчатка, Баляриха, Метис (Мятись), Эльгандя, Делуоткич, где они закартированы в виде узкой (до 0,5 км) полосы северо-западного простирания. На этих участках свита подстилается породами нижнего мела и верхней юры и сложена преимущественно серовато-белыми мелко-, реже средне- и крупнозернистыми песчаниками с редкими прослоями (до 15 м) алевролитов, углей (до 1 м) и частыми линзовидными прослоями (0,1–1 м) конгломератов и гравелитов. В песчаниках присутствуют также рассеянная галька, гравий. Песчаники большей частью слабо сцементированы, легко разрушаются до песка.

В разрезах скважин 2 (272-01) и 3 (272-02) саканьинская свита установлена в интервалах соответственно 846–1045 м (832–1075 м [Палеоген … , 1998])

и 1257–1451 м. В разрезе скв. 2 (272-01) (стратотип свиты и одноименного горизонта региональной шкалы [Палеоген … , 1998]) она сложена песчаниками, глинами и прослоями конгломератов мелкогалечных, углей, аргиллитов, редко алевролитов. В разрезе скв. 3 (272-02) больше глины и углей.

В разрезе скв. 2 (272-01) в интервалах 934–936,8 м, 938–942,4 м, 1009–1015,3 м, 1023,8–1029,8 м Н. Т. Бакулиной определены довольно богатые однотипные спорово-пыльцевые спектры со сравнительно бедным систематическим составом, которые хорошо сопоставляются с палеоценовым (даний) комплексом из Нижнеколымской скв. 1 [Соловьёв и др., 2006ф].

Мощность саканьинской свиты – около 200 м: в разрезе скв. 2 (272-01) равна 199 м, в разрезе скв. 3 (272-02) – 194 м [Соловьёв и др., 2006ф].

ПАЛЕОЦЕН–ЭОЦЕН

С рубежом палеоцена и эоцена на территории листа связано широкое развитие кор выветривания. Коры выветривания этого возраста известны во всех структурно-формационных зонах палеоген-неогенового «среза» кроме Индигиро-Омулевской. Они встречены как в скважинах, так и на поверхности. Однако их выходы на дневную поверхность не могут быть отображены на карте по условиям масштаба. Наиболее представительные проявления палеогеновых кор выветривания показаны специальным внемасштабным знаком с индексом $k\text{Р}_{1\text{-}2}$.

Верхояно-Колымская СФО (1)

Яно-Колымская СФЗ (1.1)

Джелканский СР (1.1.1)

К о р а в ы в е т р и в а н и я ($g\text{Р}_{1\text{-}2}$) палеогенового возраста выделена в пределах Нерского плоскогорья на водоразделах правых притоков р. Андыгычан. Она залегает на высоте 900–1100 м, в плане повторяя форму наиболее выположенных участков водоразделов на песчаниково-алевролитовых породах верхнего триаса. Максимальная мощность (2,1 м) сохранилась в зоне дробления на левом водоразделе руч. Интах (правый приток р. Андыгычан). При ренгенометрическом анализе глинистой фракции из образований коры выветривания установлены кварц, полевой шпат, каолинит, гидрослюда, хлорит.

Спорово-пыльцевой спектр характеризуется (%) минимальной споровой группой (2,5–8,5) и преобладанием древесно-кустарниковой группы (57,5–83,1) над древесной (14,7–36,3). В древесной группе доминируют древовидные березы пяти–семи видов (4,2–48,4) и ольха, из термофильных широколиственных растений во всех пробах присутствует пыльца лещины, граба, ореха, мирики.

В отложениях установлена знаковая золотоносность [Насыров и др., 1990ф].

Бугчанский СР (1.1.2)

К о р а в ы в е т р и в а н и я (gP$_{1-2}$) редко выходит на поверхность и в основном погребена во впадинах под более молодыми осадками. Ее фрагменты в локальных естественных выходах известны только по бортам впадин Бугчанского района.

В южном борту Бугчанской впадины кора выветривания выделена по левобережью нижнего течения р. Мэлытэх-Юрюе. Она сформировалась здесь на верхнеюрских песчано-сланцевых отложениях, имеет небольшую мощность (6,5 м) и трехчленное строение.

Нижняя ее зона (около 3 м) представлена выветрелыми, сильно обохренными и трещиноватыми песчаниками и сланцами, отдельные обломки которых в верхней ее части легко растираются в глину серого и пепельно-серого цвета. Последние постепенно сменяются зоной (1,5–2 м) переслаивания светло-серых, голубовато-серых, иногда зеленовато-серых плотных глин и завершается разрез коры выветривания зоной (1,5 м), представленной голубовато-серой глиной с примесью мелкого сильно выветрелого щебня. Глины содержат пыльцу в основном травянистых и кустарничковых, единичные зерна древесных видов растительности. Аналогичные отложения вскрыты скважинами в долине р. Тирехтях (Момский) и в среднем течении р. Мэлытэх-Юрюе. Мощность их – 5–7 м.

По данным рентгеноструктурного анализа, глины коры выветривания представлены гидрослюдой и каолинитом [Сурмилова и др., 1974ф].

В западном борту Нижнесумунской впадины в бассейне руч. Сурага (левый приток р. Сугун (Сумун) кора выветривания развивалась на карбонатных породах палеозоя. Здесь в ее разрезах преобладают желтые, вязкие глины без видимых текстур, с выветрелой дресвой и щебнем. Мощность коры здесь составляет 0,5–1 м с тенденцией увеличения с запада на восток.

В верхнем течении р. Гырбыня (Барыллыалах) в долине руч. Диринг кора выветривания (3 м) образована на терригенных породах юры [Клочков и др., 1979ф]. Глины, ее слагающие, по гранулометрии относятся к слабопесчанистым разностям, содержащим (%) дресву (47,86), песок (6,36), алеврит (1,36) и пелит (44,42).

Рентгеноструктурным анализом в тонкой фракции установлены кварц, хлорит, мусковит, гидрогётит, каолинит. Термометрия показала наличие мусковит-гидромусковита, кварца, каолинита, гётита. Электронной микроскопией в глинистой фракции установлено преобладание гидромусковита, наличие каолинита и галлуазита.

Индигиро-Колымская СФО (2)

Индигиро-Зырянская СФЗ (2.1)

Ожогино-Зырянский СР (2.1.1)

К о р а в ы в е т р и в а н и я (gsP$_{1-2}$) вскрыта скважинами в бассейне р. Хоска под неогеновыми отложениями. По данным рентгеноструктурного анализа образцов, отобранных по разрезу из скважин, установлено, что некоторые из

них содержат смешанно-слойные образования, состоящие из пакетов гидрослюды, хлорита и разбухающего компонента с примесью монтмориллонита и очень незначительной примесью каолинита. Другие образцы показали также смешанно-слойное строение, в которых все компоненты – гидрослюда, хлорит и разбухающий компонент находятся в равных количествах. Они содержат в составе монтмориллонит глиноземистый и железисто-магнезиальный с гидрослюдой и незначительной примесью каолинита и гидроокислов железа [Николаев Ю. Т. и др., 1975ф].

Верхнеалазейская СФЗ (2.2)

Кора выветривания (gP_{1-2}) вскрыта канавой на цокольной террасе по левому борту р. Чакырдах. Темно-серая глина с неокатанными обломками андезитов и гидротермально измененных эффузивных пород мощностью 1 м развита под миоценовыми галечными отложениями чакырдахской толщи [Николаев Ю. Т. и др., 1975ф].

ЭОЦЕН

Индигиро-Колымская СФО (2)

Индигиро-Зырянская СФЗ (2.1)

Саканьинский СР (2.1.1)

Эльгандинская свита (P_2el) (по р. Эльгандя – левому притоку р. Метис (Мятись) выделена Э. Н. Климовым, О. В. Гриненко, и А. Ф. Фрадкиной [Палеоген … , 1989]. Она вскрыта скважинами 2 (272-01), 3 (272-02) и 1 (272-03), а наиболее полно представлена в обнажениях по рекам Эльгандя, Саканья и Метис (Мятись) (стратотип), где отложения свиты закартированы в виде узкой полосы (до 2 км) вдоль выходов саканьинской свиты, залегая на ней с глубоким размывом.

Свита сложена слабосцементированными белесовато-серыми, пепельно-серыми мелкозернистыми глинистыми песчаниками и бурыми, буровато-серыми крупнозернистыми алевролитами (примерно в равном объеме). В виде небольших прослоев (1–5 м, редко более) присутствует уголь. Песчаники часто обогащены лигнитом в виде «мусорных» прослоек. На р. Метис (Мятись) разрез свиты (стратотип, 1136 м) представлен [Климов и др., 1980ф] чередованием пачек песчаников и алевролитов, часто с углисто-глинистыми прослойками.

По результатам бурения эльгандинская свита залегает в разрезах скважин: 2 (272-01) в интервале 436–846 м, 3 (272-02) – 808–1257 м, 1 (272-03) – 587–756 м. В разрезах скважин 2 (272-01) и 3 (272-02) она сложена глинами, алевролитами и их переслаиванием, с прослоями песчаников и углей, редкими прослоями аргиллитов, в разрезе скв. 2 (272-01) в нижней части – с прослоями конгломератов галечных. В разрезе скв. 1 (272-03) до глубины 675 м свита

представлена песчаниками с прослоями углей, ниже – глинами, алевролитами и их переслаиванием.

Эоценовый возраст свиты принят на основании анализа палинокомплексов. Н. Т. Бакулиной в разрезе скв. 2 (272-01) (интервал 670–780 м, шлам) определен ряд спектров, объединенных в единый палинокомплекс, сходный с комплексами Нижнеколымской скв. 1, датируемыми второй половиной позднего эоцена. Она относит его ко второй половине позднего эоцена – началу раннего олигоцена. Выше по разрезу (интервал 490–620 м, шлам) наблюдается выпадение эоценовых таксонов, обеднение термофилами и активизация представителей *Betulaceae* по сравнению с комплексом из интервала 670–780 м. Этот комплекс отвечает промежуточному положению между позднеэоценовым, раннеолигоценовым и средне-позднеолигоценовым. В верхней части разреза свиты (интервал 310–490 м, шлам) палинокомплекс резко отличается от описанных выше (интервал 490–780 м) и характеризуется в общих чертах тургайским типом флоры. Сравнение его с палинокомплексами Нижнеалданской впадины и Яно-Индигирсккой низменности позволило Н. Т. Бакулиной отнести вмещающие его отложения к среднему–верхнему олигоцену (омолойский горизонт). В скв. 3 (272-02) (интервалы (м) 613–620, 761–767,7 и 808–809) тем же автором изучен палинокомплекс, характеризующий средний олигоцен (нижняя половина омолойского горизонта) [Соловьёв и др., 2006ф].

Полная мощность свиты в районе определена в 1500 м [Государственная … , 1989б].

ОЛИГОЦЕН

Индигиро-Колымская СФО (2)

Индигиро-Зырянская СФЗ (2.1)

Саканьинский (2.1.1), *Ожогино-Зырянский* (2.1.2) *СР*

Дыркылахская свита. Нижняя подсвита (P_3–N_1dr_1) распространена на правобережье р. Ожогина – в низовьях рек Илин-Кынгырайдах, Арга-Юрях, Илин-Юрях и в восточных предгорьях хр. Арга-Тас по правобережью р. Рассоха.

На правобережье р. Ожогина контакт с подстилающими породами не установлен, с более древними образованиями отложения подсвиты граничат по разлому. Подсвиту слагают глины, алевролиты, конгломераты, гравелиты и песчаники слабосцементированные, а также аргиллиты и бурые угли. Грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники) тяготеют к нижней части разреза, имеют буровато-желтую, ржаво-бурую, редко желтовато-серую окраску, содержат большое количество растительного мусора. Иногда отмечаются горизонты «гореликов». Верхняя часть подсвиты сложена серыми, голубовато-серыми плотными алевролитами, глинами, аргиллитами, реже мелкозернистыми песчаниками. Встречаются многочисленные мощные пласты бурого угля и горизонты гореликов, имеющих яркую пеструю окраску.

Породы засорены большим количеством углефицированных остатков (обломки стволов деревьев, ветками, листьями, плодами, травами).

Грубообломочные породы нижней части разреза слагают водораздельное пространство в междуречье Илин-Кынгырайдах–Илин-Юрях. На правобережье р. Арга-Юрях низы толщи представлены мелко-, среднегалечными, реже валунно-галечными конгломератами, переслаивающимися с редкими маломощными (до 0,5 м) прослоями гравелитов и песчаников различной зернистости. Отдельные горизонты обогащены обломками окаменелой и углифицированной древесины. Породы слабо сцементированы, на водоразделах, разрушаясь, формируют развалы галечников, которые слагают все водораздельное пространство между реками Арга-Юрях и Илин-Юрях. В районе выс. отм. 208 м в 1973 г. [Чочиа и др., 1974ф] в песчаных горелых породах была собрана фауна палеогенового облика. Суммарная мощность нижней части подсвиты составляет 160 м. Верхи разреза (более 128 м) известны на правобережье р. Илин-Юрях, где в отдельных изолированных обрывах высотой 20–25 м обнажаются [Бобров и др., 1981ф] пестроокрашенные горелики в переслаивании с алевритами, глинами и бурыми углями.

Южнее – в восточных предгорьях хр. Арга-Тас отложения обнажаются в нижних частях береговых обрывов в долине рек Олгуя и Бильбет, а также на поверхности увалов южнее р. Олгуя, несогласно залегая на породах бастахской серии. Они представлены ржаво-желтыми, буровато-желтыми плотными галечниками и серыми, голубовато-серыми глинами с линзовидными прослоями темно-бурых, черных песков, переслаивающихся (1–10 см) с супесями, суглинками, насыщенными растительными остатками. Вблизи гор преобладают галечники, а в направлении к Колымской низменности существенную роль приобретают глины. Фактические мощности как галечников, так и глин не превышают первые метры.

Галечники плотно сцементированы. Галька (5–7 см) и валуны (15–30 см) составляют 75–90 %, хорошо окатаны ($К_{ок}$ –62), пестрого состава. Все гальки и валуны имеют оболочку из гидроокислов железа, что обусловливает окраску породы. Заполнитель глинистый либо песчано-глинистый, изредка с гравийной примесью. Глины плотные, жирные гидрослюдистые с незначительной примесью монтмориллонита. По генезису это озерно-аллювиальные образования. Пыльца и споры содержатся преимущественно в слоях, насыщенных древесными остатками и свидетельствуют о том, что во время формирования осадков были развиты лиственные леса с примесью хвойных и широколиственных с реликтами субтропической формы в условиях теплого, влажного климата, что характерно в данных широтах для конца олигоцена – начала миоцена.

Суммарная мощность отложений оценивается свыше 300 м.

Одновозрастные отложения чалкинской свиты, развитые к северо-западу от территории листа на правобережье р. Селеннях в бассейне руч. Чалкин содержат устойчивые, близкие к потенциально промышленным, концентрации свободного золота.

Индигиро-Колымская СФО (2)

Индигиро-Зырянская СФЗ (2.1)

Саканьинский (2.1.1) *СР*

Дыркылахская свита. Нерасчлененные отложения (P_3–N_1dr) выделена О. В. Гриненко, В. В. Гайдуком и А. Ф. Фрадкиной со стратотипом на правобережье р. Метис (Мятись) [Палеоген … , 1989], изучена в скважинах в бассейне р. Чукча. Кроме того, выходы отложений свиты известны в обнажениях по рекам Эльгандя и Саканья, где они закартированы вдоль выходов эльгандинской свиты, и на отдельных участках в бассейнах рек Камчатка и Делуоткич.

Свита на р. Метис (Мятись) сложена однообразными практически неслоистыми алевропесчанистыми глинами и алевритистыми глинами, насыщенными углефицированной и, частично, минерализованной древесной щепой. В верхней половине разреза присутсвуют прослои углисто-глинистых пород, иногда глинистых углей. В алевритистых глинах содержание фракции меньше 0,1 мм – более 90 %. Глины гидрослюдистые с каолинитом и незначительной примесью хлорита и смешанослойных минералов. К верхней части свиты приурочено несколько пластов «гореликов» с многочисленными отпечатками листьев. Среди «гореликов» в самой верхней части свиты на р. Эльгандя присутствует слой конгломератов [Палеоген … , 1998].

На водораздельном пространстве рек Камчатка и Делуоткич отложения свиты образуют отдельные изометричные в плане возвышенности и линейно вытянутые горные гряды. Валуны и галька в составе свиты отличаются хорошей окатанностью, они преимущественно представлены песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, реже жильным кварцем, на градовых возвышенностях встречается также галька эффузивных пород и гореликов [Государственная … , 1989б].

Свита вскрыта скважинами в долине р. Индигирка: в разрезе скв. 2 (272-01) в интервале 271–436 м, скв. 3 (272-02) – 568–808 м, скв. 1 (272-03) – 333–588 м. Здесь она сложена глинами, с частыми прослоями углей мощностью от 0,1 до 3,5 м, редкими прослоями песчаников.

В разрезе скв. 3 (272-02) в верхних слоях верхней подсвиты (интервал 589,6–593,1 м) в образце, содержащем *Cocconites Nikitin*, не имеющим стратиграфического значения, В. П. Никитиным определены обломки хвоинок *Tsuga sp.*, *Picea* sp., *Pinus* sp., cf. *Pin. larix*, семечко *Typha* sp. и плохо сохранившийся плод лютика *Fanuncula* sp. По мнению В. П. Никитина, для вмещающих пород равновероятен как позднеолигоценовый, так и раннемиоценовый возраст. По этим данным и положению в разрезе даркылахская свита отнесена к эоцену – низам миоцена [Соловьёв и др., 2006ф].

Мощность свиты в разрезах составляет: скв. 2 (272-01) – 175 м, 3 (272-02) – 240 м, 1 (272-03) – 255 м [Соловьёв и др., 2006ф].

Эльгандинская и даркылахская свиты представляют собой единую мятискую серию [Палеоген … , 1989].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Верхояно-Колымская СФО (1)

Яно-Колымская СФЗ (1.1)

Джелканский СР (1.1.1)

Делянкирская свита (N_1dl) (по р. Делянкир) выделена Ю. П. Барановой как делянкирские слои в верхней части джелканской свиты (нерской серии) [Баранова, 1962; Стратиграфический … , 1982]. Свита обычно залегает со структурным несогласием на неровном мезозойском основании и заполняет межгорные локальные впадины в верхнем течении р. Нера. Свита объединяет [Легенда … , 2000ф, 2002] тагыньинскую, артыканскую и морозовскую пачки (толщи), которые в масштабе карты невозможно показать раздельно.

Тагыньинская пачка (по р. Тагынья – правый приток р. Нера выше устья р. Андыгычан) выделена Ю. П. Барановой как тагыньинские слои в нижней части джелканской свиты [Баранова, 1962; Стратиграфический … , 1982]. Пачка детально описана на правобережье р. Нера – в бассейнах нижних течений рек Андыгычан и Тагынья, руч. Ават-Юрюете. Обнаженность пачки плохая, в большинстве случаев отложения перекрыты более молодыми рыхлыми образованиями и представлены глинами серыми с прослоями суглинков, песков, бурых углей, реже супесей и галечников. Разрез (108,1 м) – в буровой скважине в долине р. Тагынья, где на крупнозернистых темно-серых алевролитах тонорской свиты триаса с размывом залегают [Зарубин и др., 2004ф] переслаивающиеся глины и пески, выше по разрезу появляются суглинки и бурые угли. В разрезе скважины, в 2,5 км юго-западнее состав пачки меняется за счет появления в нижней и верхней частях разреза прослоев песков и галечников.

СПК из отложений пачки в известных разрезах воссоздает флору обедненного тургайского типа и соответствует миоценовому периоду.

На правобережье р. Нера выше устья р. Артык мощность пачки возрастает до 223 м, на площади она составляет 108–223 м.

С отложениями тагыньинской пачки связаны месторождение бурых углей Финиш и месторождение кирпичных глин руч. Финиш.

Артыканская пачка (по р. Артык) выделена А. В. Коробицыным [Палеоген … , 1998; Легенда … , 2000ф]. Отложения пачки согласно залегают на тагыньинских глинах и представлены галечниками с гравием и валунами, сцементированными супесчаным или суглинистым материалом, песками, глинами, суглинками с галькой и щебнем, линзами торфа с обломками древесины. По данным И. А. Зарубина и др. [2004ф], разрез (128 м) в скважине представлен галечниками с валунами, среди которых в средней части встречен пласт торфа 1 м.

По правобережью долины р. Нера вскрыта аналогичная по составу нижняя часть разреза пачки (30,8 м). Верхняя часть разреза вскрыта канавой в юго-западном борту той же впадины. Здесь под слоем бурых песков залегают сероцветные образования, представленные галечниками с редкими валунами, песками разнозернистыми (до 30 %). Видимая мощность – 12,5 м. На правобережье р. Тирехтях (Нерский) (опорная буровая скважина) мощность пачки составляет 51,5 м. Здесь она сложена глинами, суглинками с галькой и щебнем, маломощными прослоями песков.

СПК из отложений пачки в разных разрезах позволяют считать ее возраст позднемиоценовым (с элементами раннеплиоценовых форм, которые, по всей видимости, привнесены из перекрывающих отложений).

Мощность пачки в пределах всего района изменяется от 30 до 130 м.

Морозовская пачка (по руч. Мороз – правому притоку р. Нера) выделена А. В. Коробицыным [Палеоген … , 1998; Легенда … , 2000ф]. Пачка залегает согласно на гравийно-галечных отложениях артыканской пачки. Сложена песками буровато-серыми с редкой галькой и гравием, супесями, суглинками с остатками древесины. Разрез (85,7 м) пачки на правом склоне долины р. Нера [Зарубин и др., 2004ф] представлен песками с гравием и галькой, которые в верхней части сменяются супесями и песками. Мощность пачки – 60–80 м.

Из верхней половины разреза свиты определен СПК, характерный для раннего плиоцена, но содержит переотложенные формы миоценового возраста.

Мощность всей свиты – 200–400 м.

С отложениями свиты связано месторождение песков [Зарубин и др., 2004ф].

Бургачанский СР (1.1.2)

Тирехтяхская свита (N_1th) по р. Тирехтях (Момский) выделена Б. А. Онищенко [Онищенко, 1964]. Обнаженность свиты в целом плохая: отдельные разрозненные обнажения ее базальных слоев располагаются в приподнятых краевых частях локальных впадин. На полную мощность отложения вскрыты скважинами канатно-ударного бурения в бассейне р. Дяпкачан (правый приток р. Артык).

В бассейнах рек Дяпкачан и Сурага – левый приток р. Сугун Сумун – свита залегает с резким несогласием на палеогеновой коре выветривания, а на остальных участках – на выветрелых коренных породах различного возраста. Поверхность нижнего контакта отложений неровная с характерным ломаным волнистым профилем, иногда осложненная врезанными в плотик древними тальвегами, выполненными обычно наиболее ожелезненными галечниками и конгломератами.

Стратотип свиты на правобережье р. Тирехтях (Момский) вблизи устья р. Бугачан [Сурмилова и др., 1974ф] представлен разрезом (185 м) валунно-галечных отложений, галечников с прослоями суглинков, песков и торфяников.

Практически везде выше несогласно залегает мельтехская свита. Палинологические исследования показали, что для нижних горизонтов разреза, спорово-пыльцевые комплексы однотипны с комплексами из отложений, перекрывающих кору выветривания. Миоценовый возраст подтверждается и данными карпологии.

Фактические мощности свиты в верхнем течении р. Гырбыня (Барыллылах) не превышают 14–18 м, при этом общая мощность свиты там – около 60 м [Клочков и др., 1979ф]. Мощности свиты в скважинах не превышают 70 м [Сурмилова и др., 1974ф].

Общая мощность свиты – 14–200 м.

Индигиро-Колымская СФО (2)

Индигиро-Зырянская СФЗ (2.1)

Саканьинский (2.1.1)*, Ожогино-Зырянский* (2.1.2) *СР*

Дыркылахская свита. Верхняя подсвита (N_1dr_2). Выходы подсвиты известны вдоль бортов долины р. Ожогина и остальной части Колымской низменности. Наиболее полно отложения изучены скважинами в бассейне р. Хоска [Государственная (Верх. р. Хоска) … , 1983], где они представлены озерными глинами, суглинками, песками, супесями, торфяниками, алевритами с линзами льда. В скважинах вскрыт разрез (60 м), представленный чередованием глин и суглинков, реже алевритов и супеси, торфяников.

Рентгеновским методом в составе отложений установлены смешанно-слойные образования, состоящие из пакетов гидрослюды, хлорита и разбухающего компонента, с примесью монтмориллонита и каолинита. В других образцах гидрослюда, хлорит и разбухающий компонент находятся в равных количествах. Они содержат в составе монтмориллонит глиноземистый и железисто-магнезиальный с гидрослюдой и незначительной примесью каолинита и гидрооксилов железа.

Еще южнее – в восточных предгорьях хр. Арга-Тас эти отложения в фактических разрезах имеют мощности, не превышающие первые десятки метров и чехлом покрывают водоразделы с абс. отм. 400–800 м, реликты их сохраняются также на поверхности высоких (180–200 м) цокольных террас р. Рассоха. Они залегают на отложениях нижней подсвиты дыркылахской свиты либо на породах палеозоя, мезозоя. По составу это – галечники, валунно-галечные отложения с прослоями песков, суглинков, глин. В низах отложений, обнажающихся в речных долинах, преобладают сероцветные галечники с песчано-суглинистым заполнителем и хорошоокатанной галькой ($К_{ок}$ 59–72) пестрого состава. В верхних частях наблюдаемых на поверхности увалов, в междуречье Рассохи и Омулевки распространены галечники грязно-желтого цвета с суглинистым заполнителем и уплощенной галькой исключительно местных пород (песчаников, алевролитов бастахской серии и ожогинской свиты), на отдельных участках – с включениями валунов. Общая мощность отложений здесь тоже оценивается не менее чем в 200 м [Сурмилова и др., 1979ф].

СПК охарактеризованных рыхлых отложений на всех участках их распространения указывает на то, что в период осадконакопления климат был теплым; произрастали широколиственные леса с многочисленными теплолюбивыми и субтропическими формами. Сопоставление с комплексами, хорошо изученными на Приколымье, позволило отнести толщу к миоцену [Государственная (Верх. р. Хоска) … , 1983].

На восточных склонах Момского хребта мощность отложений в естественных обнажениях в береговых обрывах рек увеличивается до 120–200 м [Филиппов и др., 1976ф; Бобров и др., 1981ф], их мощность на территории листа – 60–200 м.

Индигиро-Колымская СФО (2)

Верхнеалазейская СФЗ (2.2)

Чакырдахская толща (N_1čk) (по р. Чакырдах – левому притоку р. Ожогина) выделена Л. М. Морозовой [Легенда, … , 1999б; Розенкранц и др., 2000ф] по миатериалам ГС-200 [Кац и др., 1975ф, 1980ф; Николаев и др., 1975ф] закартирована только на коренных цокольных террасах рек Чакырдах, Улахан-Кудерай и Алазея и представлена аллювиальными галечниками, песками, супесью, суглинками и торфом.

По левому борту р. Чакырдах опорный разрез (10 м) толщи в канаве представлен [Николаев и др., 1975ф] преимущественно галечниками, реже суглинками (в подошве) и прослоями песков в средней части. Такой же состав и мощность отложения имеют в долине левого притока р. Улахан-Кудерай. На северном склоне Алазейского плоскогорья в долине крупного правого притока р. Алазея у северной рамки листа суглинки и торф чакырдахской толщи (мощность до 50 м) слагают террасу 20–25 м.

Спорово-пыльцевые комплексы охарактеризованных отложений указывают на то, что в период осадконакопления климат был теплым, произрастали широколиственные леса с многочисленными теплолюбивыми и субтропическими формами, что характерно для миоцена.

МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН

Верхояно-Колымская СФО (1)

Индигиро-Омулевская СФЗ (1.2)

Интахская СФПЗ (1.2.1)

Сюрюктяхская толща (N_{1-2}sk) (по р. Сюрюктях – крупному левому притоку р. Индигирка) выделена О. В. Гриненко, А. И. Сергеенко и А. Ф. Фрадкиной [Палеоген … , 1998; Розенкранц и др., 2000ф]. Опорный разрез толщи расположен западнее рамки листа на левобережье р. Сюрюктях напротив устья р. Хастах [Палеоген … , 1989]. Толща большей частью перекрыта аллювиальным чехлом речных террас. Отложения широко развиты по р. Мома, где они покрывают борта и днище долины, плоские водоразделы на нескольких высотных уровнях. Естественные обнажения сохранились на реликтах речных террас высотой до 100–200 м в крупных притоках р. Мома и на р. Рассоха. Наиболее полный (300–325 м) разрез толщи в верховьях р. Эгебит-Сала (левый приток р. Мома) [Сорокин и др., 1970ф] представлен конгломератами и галечниками, между которыми в средней части прослежен лигнитовый го-

ризонт (20–25 м) с прослоями бурого угля (до 0,5 м). Абсолютные высоты выходов здесь имеют два уровня: 1215–1230 и 1300–1350 м.

Нижние горизонты толщи, сложенные преимущественно галечниками с примесью валунов, фрагментарно обнажены на высотном уровне 571 м в нижнем течении р. Эгебит-Сала и др. Здесь кластический материал отложений толщи представлен преимущественно галькой крупной и средней размерности, а также довольно многочисленными мелкими валунами. Петрографический состав: магматические и вулканогенные породы среднего, кислого, редко основного состава. Эти породы составляют также более 90 % современного руслового аллювия р. Эгебит-Сала и ее левых притоков. В отдельных образцах гальки и мелких валунов просматривается вкрапленная, реже прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация.

Спорово-пыльцевой спектр галечников в долине р. Эгебит-Сала характеризуется резким преобладанием пыльцы древесных пород, среди которых присутствуют тсуга, гинковые. Много (до 450 зерен) пыльцы влаго-теплолюбивых: березы, лещины, граба, дуба, клена, бересклета, ореховых, олеандровых. Среди древесных 7–15 % составляет пыльца широколиственных. Травянистые и кустарниковые (5–13 %) представлены вересковыми, полынью, осоковыми, злаками. Немало и спор (до 35 %) сфагновых мхов, папоротников, плаунов [Алешко и др., 1984ф]. Возраст толши принят как неогеновый, верхняя ее часть скорее всего отвечает бегуновскому горизонту, а низы – хапчанскому.

Мощность толщи на территории листа не превышает 325 м.

При подготовке листа Q-55 ГК-1000/3 в 2016 г. подтверждена слабая золотоносность толщи на левобережье р. Эгебит-Сала, на высотном уровне 571 м, а более высокие концентрации золота установлены на высотном уровне 522 м на р. Рассоха. На р. Эгебит-Сала установлены единичные знаки золота на 1000 л рыхлых отложений толщи. Вероятно, эти отложения служат и поставщиком знаковых и весовых концентраций золота и в современном аллювии р. Эгебит-Сала. На р. Рассоха для валунно-галечных «красноцветных» отложений толщи характерна устойчивая знаковая золотоносность – до 10 знаков (около 1 мм) и более на 60–70 л. Отложения толщи здесь слагают реликтовые фрагментарные выходы на высокой цокольной террасе на обоих берегах р. Рассоха выше устья руч. Широкий.

Омулевская СФПЗ (1.2.2)

О м у л е в с к а я т о л щ а ($N_{1-2}om$) (по р. Омулёвка) выделена В. М. Мерзляковым [Мерзляков, 1971]. Отложения толщи развиты в бассейне руч. Переправа (правый приток р. Омулёвка ниже устья р. Урультун), где в стратотипе с угловым несогласием залегают на известняках среднего ордовика. В основании разреза располагается горизонт базальных конгломерато-брекчий (1,5 м) с прослоями (0,1 м) песчаников. Вышезалегающие конгломераты (300 м) обнажаются на правом берегу р. Омулёвка, представляют собой желтовато-серые грубослоистые (2–5 м) породы, на 80–96 % состоящие из хорошоокатанных галек и валунов (до 30 см) палеозойских известняков и редко белого жильного кальцита. Цемент конгломератов известковый, заполнение песчанистое. Отмечаются прослои и линзы (до 0,3 м) песчаников с остатками

древесины, линзами (5–15 см) лигнитов и хрупких каменных углей. Более высокие горизонты (50–100 м), обнажающиеся на левобережье руч. Переправа в 1 км выше устья, сложены песчаниками, алевролитами и мергелями.

В мергелях и алевролитах найдены отпечатки листьев и стеблей *Selaginella* sp., *Ulmus* aff. *carpinoides* Goepp., *Alnus, Betula, Iuglans* cf. *picroides* Heer., костистой рыбы *Gonostomatidae*. Спорово-пыльцевые комплексы малопредставительны. Все органические остатки обнаруживают принадлежность к кайнозойскому, а отпечатки листьев – к конкретно неогеновому этапу развития флоры и фауны [Хандожко и др., 1981ф].

Общая мощность отложений – 350–400 м.

Индигиро-Колымская СФО (2.1)

Индигиро-Зырянская СФЗ (2.1)

Саканьинский СР (2.1.1)

Чукчинская толща (N_{1-2}čh) (по р. Чукча) выделена Л. М. Морозовой [Легенда Колымской, 1999ф; Розенкранц и др., 2000ф] по материалам О. В. Гриненко [Палеоген … , 1998]. Отложения чукчинской толщи скрыты под более молодыми образованиями на площади Абыйской низменности, естественные выходы закартированы в предгорьях Момского хребта. В бассейне р. Индигирка толща вскрыта скважинами 2 (272-01), 3 (272-02) и 1 (272-03) соответственно в интервалах 55–271, 57–568 и 48–333 м. Сводный опорный разрез составлен по керну этих скважин. Толща согласно залегает на даркылахской свите, а сложена крупногалечными конгломератами, переслаивающимися с песками, галечно-валунными прослоями, в которых в качестве заполнителя присутствуют черные глинистые алевриты. В мелкозернистых глинистых песках отмечаются линзы галечников и прослои бурых углей.

В предгорьях Момского хребта отложения сохранились на реликтах IV надпойменной террасы 100–150-метрового уровня, развитой на вершинах холмогорья, в междуречье Камчатки и Кыллаха. Они повсюду залегают на размытой поверхности нижнемеловых отложений и представлены слабо сцементированным или почти не сцементированным рыхлым материалом: супесью с гравием, галькой и валунами хорошей окатанности. В составе обломочной части преобладают песчаники, реже алевролиты верхние, значительно меньше – породы нижнемеловые, а также жильный кварц и долериты. На других участках толща сложена мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песками, крупногалечными конгломератами, участками алевритами и переслаиванием этих пород, содержащих прослои глин и примесь растительных остатков.

Н. Т. Бакулиной в разрезе толщи (скв. 2 (272-01), интервал 170–320 м, шлам) выделен палинокомплекс с участием обедненной тургайской флоры и сходный с нижнемиоценовым комплексом, установленным северо-западнее территории листа в отложениях бассейна р. Яна. Выше по разрезу (скв. 2 (272-01), интервал 50–70 м, шлам) палинокомплекс отвечает уже верхнему миоцену. С глубины 40 м спектр спор и пыльцы условно отнесен тем же ав-

тором ко второй половине плиоцена. Поскольку по литологическим особенностям до глубины 55 м выделены все же четвертичные отложения, то, с одной стороны, указанный комплекс может быть отнесен к плейстоцену, с другой, он не исключает вероятного существования в верхней части разреза и осадков плиоцена.

По положению в разрезе, а также учитывая имеющиеся палинологические данные, чукчинская толща отнесена к миоцену–плиоцену (хапчанский и бегуновский горизонты).

Мощность толщи в разрезах скважин 2 (272-01), 3 (272-02) и 1 (272-03) – 216, 511 и 285 м соответственно. В среднем мощность толщи по площади оценивается не менее чем в 400 м [Соловьёв и др., 2006ф].

ПЛИОЦЕН

Верхояно-Колымская СФО (1)

Яно-Колымская СФЗ (1.1)

Бугчанский СР (1.1.2)

Отложения плиоцена Бугчанского СР заполняют Бугчанскую и Нижнесумунскую впадины. Собственно плиоцен, предположительно, представляет только одна гарбыньинская свита.

Гарбыньинская свита (N_2gr) (по р. Гарбынья (совр. – Гырбыня (Бырыллыалах) или Гербендя) выделена В. Б. Спектором, С. Н. Терских и Л. П. Жариковой [Палеоген … , 1989; Легенда … , 2000ф]. Отложения свиты (стратотип) обнажаются по р. Гырбыня (Барыллыалах) в ее верхнем течении ниже устья руч. Диринг на протяжении 2 км. Свита, предположительно, залегает с размывом на тирехтяхской свите и представлена глыбами терригенных пород (олистолитами) дислоцированного верхнеюрского флиша с щебнисто-дресвяно-песчаным заполнителем и включениями валунно-галечного материала из экзотических пород; в нижней части присутствует слой конглогравелитов [Палеоген … , 1989].

Споры и пыльца из образцов отложений свиты, проанализированные Л. П. Жариковой, свидетельствуют, что во время осадконакопления господствовали лиственнично-березовые и елово-лиственничные леса с участием сосны, а также открытые ландшафты травянистые и местами – близкие к тундровым. Климат холодный и умеренно-холодный – отвечает бегуновскому горизонту плиоцена, тем не менее, плиоценовый возраст свиты дискуссионен, поскольку залегание на миоценовой тирехтяхской свите только предполагается по структурным построениям [Палеоген … , 1989, 1998].

Мощность свиты оценивается в 100–200 м, возможно, до 250 м.

НЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Расчленение четвертичных образований и определение возраста проведено на климато-стратиграфической основе, с использованием биостратигра-

фических, геоморфологических и геохронологических данных в соответствии с Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002] и региональными стратиграфическими схемами четвертичных отложений (Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления, 1982 г.; Горных районов бассейна р. Колыма, 1982 г.). Нижняя граница четвертичной системы принимается на возрастном уровне 2,588 млн лет по основанию гелазского яруса [Постановления … , 2012]. До перемещения нижней границы квартера на этот уровень пьяченский и гелазский ярусы неогена в Верхояно-Колымской серийной легенде были охвачены кутуяхским горизонтом. После перемещения гелазия в квартер верхняя часть кутуяхского горизонта со всеми свитами и толщами также перемещается в квартер [Шкатова В. К. и др., 2018]. Таким образом все стратиграфические подразделения, относившиеся к плиоцену, становятся переходными плиоцен-плейстоценовыми. На территории листа к плиоцену относились хмуровская, мельтехская толщи и иреляхсиенская свита. Для этих переходных свит специальные исследования по уточнению положения границы неоген–квартер и расчленению на пьяченций и гелазий не проводились.

В связи с этим их возраст принимается неоген, плиоцен–плейстоцен, гелазий.

Эти свиты показаны на карте дочетвертичных образований с соответствующим индексом и на карте четвертичных образований – специальным знаком как подразделения, скрытые под вышележащими.

ПЛИОЦЕН – ПЛЕЙСТОЦЕН, ГЕЛАЗИЙ

Согласно региональной стратиграфической схеме палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России (1998) и с учетом переноса нижней границы квартера на уровень 2,588 (2,6) млн лет, кутуяхский горизонт охватывает плиоцен, пьяченций – плейстоцен, гелазий. Кутуяхские слои были выделены на р. Крестовка [Шер и др., 1977; Шер и др., 1979]. Палеомагнитным методом отложения изучались в обнажении на р. Крестовка и в скважинах, и затем они были переведены в ранг свиты [Палеоген … , 1989]. Исследованиями многих геологов установлено, что верхняя часть кутуяхской свиты намагничена прямо, а нижняя обратно (граница ортозон Гаус–Матуяма) [Шер и др., 1977; Шер и др., 1979; Шер, 1984; Гитерман, 1985]. В 1998 г. на основе свиты выделен кутуяхский горизонт Крестовка [Палеоген … , 1998]. В кутуяхском горизонте выделяются хмуровская и иреляхсиенская толщи, мельтехская свита.

Верхояно-Колымская СФО (1)

Яно-Колымская СФЗ (1.1)

Джелканский СР (1.1.1)

Хмуровская толща (N_2–$Q_{gl}hm$) (αN_2–$P_{gl}hm$) (*аллювий*) (по руч. Хмурый – правому притоку р. Нера выше устья р. Артык) выделена А. В. Коробицыным [Палеоген … , 1998]. Толща слагает верхние горизонты неогена в долине р. Нера и установлена также в бассейнах рек Ылэн и Амбардах. Об-

наженность толщи плохая, в большинстве случаев отложения перекрыты более молодыми рыхлыми образованиями. Представлена толща галечниками бурыми и красно-бурыми с гравием, песками, супесями лимонитизированными, с растительными остатками. Стратотип (61,3 м) расположен на склоне долины р. Нера на абс. выс. около 906 м на правобережье руч. Хмурый, где на голубовато-серых мелкозернистых песках морозовской толщи согласно залегают [Зарубин и др., 2004ф] галечники, переслаивающиеся в нижней части с песками.

СПК содержит широкий спектр спор и пыльцы форм, переходных от теплолюбивых к холодостойким и отражает растительность верхнего плиоцена и гелазия (бегуновский и кутуяхский горизонты).

Мощность толщи в целом по району – около 61 м. Отложения толщи слабо золотоносны.

Бугчанский СР (1.1.2)

Мельтехская свита (N_2-$Q_{gl}ml$) (αN_2-$P_{gl}ml$) (*аллювий*) (по р. Мэлытэх-Юрюе – правому притоку р. Тирехтях (Момский) выделена Б. А. Онищенко [Онищенко, 1964]. Отложения свиты развиты в бассейнах рек Тирехтях (Момский), Гырбыня (Барыллыалах), Сугун (Сумун) и в бассейне р. Артык, где залегают в виде фрагментов.

Это грубообломочная терригенная толща плохо сортированная, сложенная валунниками, галечниками, песками, супесями, суглинками, глинами и торфяниками. Пески, супеси, суглинки, глины и торфяники присутствуют в толще в виде спорадических линз протяженностью 1–5 м и при мощности до 0,5 м.

Отложения Арга-Тасского хребта залегают на широких плоских водоразделах притоков р. Ожогина и левых притоков р. Колыма, а также в долинах рек Силяп, Грозная, Делькю, Суланья, Чёчёлюгюн, Арга-Кынгырайдах и др.

Отложения представлены супесью с гравием, галькой и валунами хорошей окатанности. Обломочная часть сложена песчаниками, алевролитами, жильным кварцем, габбродолеритами, диоритами. Мощность отложений в районе не превышает 3 м. Более полный разрез отложений иреляхсиенской толщи вскрыт скважинами на р. Зырянка. Состав грубообломочного материала в разных локальных впадинах несколько меняется. В верхнем течении р. Артык среди валунов и галек преобладают песчаники и алевролиты, изредка встречаются граниты. К востоку, ближе к хр. Улахан-Чистай, а также на правобережье р. Чугулукка-Юрюе грубообломочный материал представлен эффузивными породами кислого состава и гранитоидами. В верхнем течении р. Гырбыня (Барыллыалах) в составе обломочного материала преобладают (95 %) эффузивные породы кислого состава. В южной части впадины доминируют терригенные породы и гранитоиды. В среднем течении р. Сугун (Сумун) галечный материал представлен преимущественно карбонатными и известковистыми терригенными породами (64 %), риолитами (18 %) и др.

Свита закартирована на фрагментах террассированных поверхностей на высоте 90–160 м от поверхности современных пойм. Представлены они хорошоокатанными косолоистыми буроватыми галечниками, залегающими на трещиноватом выветрелом цоколе из терригенных юрских пород. В составе обломочного материала отложений сверху вниз по разрезу отмечается увели-

чение количества мелких (до 30 см) валунов. Окатанность гальки и валунов хорошая. В составе галек преобладают терригенные и эффузивные породы, валунный материал представлен гранитоидами.

В стратотипе (430 м) в обнажении по левобережью р. Мэлытэх-Юрюе на коре выветривания [Сурмилова и др., 1974ф] залегает маломощная подзолистая почва, сменяющаяся галечниками, кварцевыми песками, торфяниками и, в верхней части, – валунниками и галечниками.

Возраст отложений устанавливается на довольно богатых спорово-пыльцевых комплексах во всех известных разрезах. В отложениях нижней части свиты среди растительных остатков преобладает пыльца древесных и кустарниковых (55–65 %), споры составляют 22–27 %, на пыльцу травянистых и кустарничковых приходится 13–18 %. В группе пыльцы древесных и кустарниковых пыльца хвойных значительно преобладает над пыльцой лиственных. В большом количестве отмечена пыльца тсуги (2–3 вида) 14,5–24 %, ели (*Picea* s/g *Haploxylon*), в том числе экзотические виды, *Pinus* sp. (10–20 %), сосны (*Pinus* s/g *Diploxylon*) 7–21 %. Единично встречается пыльца *Larix, Podocarpus.* Из лиственных пород отмечена пыльца ольхи (7–16 %), кустарниковой березы (5,5–16,5 %), ольховника (2 %), единична пыльца *Salix, Corylus, Pterocarya.* Среди пыльцы травянистых и кустарничковых обильна пыльца вересковых (92–99 %), единична пыльца разнотравья. В группе спор обильны споры сфагновых мхов – 95–99 %, единичны споры плаунов (*Lycopodium* sp.) и экзотического папоротника *Ligodium* [Сурмилова и др., 1974ф]. Описанные палинокомплексы отвечают верхам бегуновского – кутуяхскому горизонтам (верхний плиоцен – гелазий).

Обычные мощности отложений свиты не превышают первых десятков метров, максимальные достигают 430–500 м.

Тирехтяхская, гарбыньинская и мельтехская свиты могут рассматриваться как единая *дирингская серия*, названная как стратиграфически упорядоченный вариант разреза одноименного *дирингского хаотического комплекса* [Палеоген … , 1989].

Индигиро-Колымская СФО (2)

Индигиро-Зырянская СФЗ (2.1)

Ожогино-Зырянский СР (2.1.2)

Ирелях-сиенская толща (N_2-$P_{gl}$is) (α,lN_2-$P_{gl}$is) *(аллювий)* (по р. Ирелях-Сиене) выделена Л. М. Морозовой [Легенда … , 1999б; Розенкранц и др., 2000ф], широко распространена в долине р. Ожогина и в остальной части Колымской низменности, где залегает с размывом на даркылахской свите. На большей площади развития эти отложения скрыты под более молодыми образованиями. На дневную поверхность они выходят в бассейне р. Хоска, а также в береговых обрывах р. Ожогина. В предгорьях Момского хребта на площади сопредельного с востока листа Q-56.

На р. Ожогина выше устья р. Силяп в осыпи отложений толщи собраны остатки млекопитающих, принадлежащие, по мнению А. В. Шера, архаичной форме мамонта (зубы и поясничный позвонок *Mammuthus*) и фрагменту ко-

стей архаичной крупной лощади *Equus (Plesippus)* sp. Судя по этим находкам и довольно обильной флоре из этих же осыпей, вмещающие отложения типичны для плиоцена [Бобров и др., 1981ф].

На правобережье р. Ожогина в нижней части берегового уступа озерно-аллювиальные отложения представлены темно-серыми мелкозернистыми песками, содержащими линзы (1,5 × 3 м) бурых гравийников с галькой и прослои коричневато-серых суглинков и глин. Отмечается грубая косая слоистость. Породы содержат растительные остатки и обломки минерализованной и углефицированной древесины. В составе гальки и гравия преобладают магматические породы кислого и среднего составов, реже встречаются песчаники, алевролиты и кварц. Окатанность хорошая. Мощность отложений в разрезе не превышает 8 м [Бобров и др., 1981ф].

В бассейне рек Хоска и От-Сала [Государственна (Верховья Хоски) … , 1983] свита представлена в верхней части суглинками, ниже сменяющимися глинами и песками. Общая мощность толщи на территории листа не превышает 60 м.

Рентгеновский метод определения минерального состава некоторых образцов показал, что среди них преобладают хлорит-гидрослюдисто-кварцевые породы, содержащие в качестве примесей полевые шпаты и незначительное количество сидерита. Часть образцов содержит еще смешаннослойные образования сложного состава из пакетов гидрослюды, хлорита и разбухающего компонента, иногда отличается большим количеством гидрослюдистых пакетов. В глинистой фракции содержится монтмориллонит с гидрослюдой и незначительной примесью каолинита.

В восточных предгорьях хр. Арга-Тас отложения иреляхсиенской толщи развиты на гипсометрических уровнях 300–350 м. Мощности толщи здесь тоже не превышает 14 м.

В галечниках мелкие валуны составляют до 5 %, галька – 80 %, обычно хорошо окатана ($К_{ок}$ 55), пестрого состава, гравий – 10–15 %, мелкозем 5–10 %. В заполнителе – гравий, песок, суглинок, иногда с примесью дресвы.

Возраст определен по умеренно холодноводной флоре диатомей и спорово-пыльцевому спектру. Они характеризуют березово-лиственничные и сосновые леса с участием темнохвойных и широколиственных, произраставшие в условиях холодно-умеренного климата, приближавшегося к субарктическому [Легенда … , 1999б; Розенкранц и др., 2000ф]. Эти данные указывают на принадлежность толщи к бегуновскому и кутояхскому горизонтам, отвечающим пьяченцскому ярусу плиоцена и гелазию.

Общая мощность толщи на территории листа не превышает 60 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования в пределах территории листа относятся к двум крупным структурно-фациальным областям Верхояно-Чукотской *(I)* и Яно-Колымской *(II)*.

В соответствии с серийной легендой, в пределах первой области выделяются четыре структурно-фациальные зоны (СФцЗ), в границах которых выделяются стратиграфические районы (СР):

– Улахан-Омолонская СФцЗ (I-Б) представлена Алазейским СР (I-Б-2);

– Колымо-Индигирская СФцЗ (I-Г) представлена Момо-Селенняхским СР (I-Г-3);

– Восточно-Верхоянская СФцЗ (I-В) представлена Эльги-Нерским СР (I-В-2);

– Верхнеколымская СФцЗ (I-Ж) представлена Берелёхским (I-Ж-1) и (Сеймчано-Буюндинским СР (I-Ж-3).

В Яно-Колымской СФцО образования квартера отнесены к Маганско-Поповской структурно-фациальной зоне (II-А) и обособлены в два стратиграфических района – Ожогинский (II-А-2) и Седедемский (II-А-3).

На площади листа выделяются аллювий, аллювий, пролювий, лимний, палюстрий, гляциофлювиал, гляциал, гляциолимний, лессоиды, образования гравитационного ряда и вулканического комплекса. Мощность и состав этих отложений зависят от морфоструктурной обстановки. Максимальная мощность отложений связана с впадинами и достигает 80–120 м.

Разрез четвертичных образований начинается с переходных хмуровской и ирелляхсиенской толщ, мелтехской свиты плиоцен-гелазского возраста, которые описаные выше, в раз. «Неоген-квартер». Образования представлены всеми подотделами плейстоцена, включая гелазий эоплейстоцен и неоплейстоцен, а также голоцен.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Согласно Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 (2002 г.), верхнее звено эоплейстоцена и часть нижнего неоплейстоцена охватывает олерский надгоризонт. Верхний эоплестоцен относится к чукочинскому горизонту. В нижнем эоплейстоцене горизонт не выделен. Образования эоплейстоцена распространены в Яно-Колымской СФцО и представлены аллювием VII–IX террас р. Нера с притоками.

Аллювий седьмой–девятой надпойменных террас ($\alpha^{7\text{-}9}E$) слагает аккумулятивный чехол VII–IX террас (высота 120–250 м) р. Нера и ее крупных притоков в Сеймчано-Буюндинском, Момо-Селенняхском и Элги-Нерском СР. Он сложен галечниками с гравием, редкими валунами, суглинками, песками, несогласно залегающими на рыхлых образованиях переходной хмуровской толщи, неогена или коренных породах мезозоя. Мощность отложений варьирует в широких пределах – от 0,6 до 31 м. В береговом обрыве разрез (опорное обнажение 8*) по левобережью р. Бурустах имеет следующий вид [Зарубин и др., 2004ф; Государственная … , 2005] – под почвенно-растительным слоем сверху вниз залегают:

1. Галечники, пески серые мелкозернистые	0,3 м
2. Галечники с гравием в песчанисто-глинистом материале	1,3 м
3. Суглинки	0,1 м
4. Галечники с мелкими валунами	0,2 м

Общая мощность по разрезу – 1,9 м.

* Здесь и далее номера опорных обнажений даны в соответствии с прил. 6.

Двукратное преобладание в СПС древесно-кустарниковых северобореальной и гипоарктической зон над недревесными характерно для эоплейстоцена [Государственная … , 2013а]. Возраст принят эоплейстоценовый.

В тяжелой фракции аллювия VII–IX террас содержится ильменит, касситерит; он слабозолотоносен [Зарубин и др., 2004ф].

Мощность – до 31 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

В неоплейстоцене выделяются три звена, он представлен аллювием, парагенезами аллювия с делювием, пролювия с делювием, лимнием, гляциофлювиалом, гляциалом, гляциолимнием и лессоидами нижнего, среднего и верхнего неоплейстоцена.

Нижнее звено

В нижнем звене неоплейстоцена, согласно Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 (2002 г.), в Яно-Колымской СФцО выделяется верхняя часть олерского надгоризонта, включающая аканский горизонт, соответствующий 1–3 ступеням нижнего звена и в Верхояно-Чукотской СФцО выделяется беличанский горизонт равный по стратиграфическому объему 1–3 ступеням нижнего звена, а также полуденский, соответствующий 4–8 ступеням [Решения … , 1987].

Беличанский горизонт впервые изучен М. П. Гричук в стратотипе в долине р. Берелех в цоколе 30-метровой террасы между притоками Беличан и Полуденным [Решения … , 1987]. В стратотипическом разрезе горизонта примерно на высоте 8 м от подошвы происходит смена магнитной полярности, которая, как считает П. С. Минюк [2000], возможно, отвечает инверсии Брюнес-Матуяма [Шпикерман и др., 2001ф].

Полуденский горизонт. Его стратотип впервые описан М. П. Гричук в шахте на левом берегу р. Берелех [Решения … , 1987].

Четвертичные образования нижнего звена распространены в Верхояно-Чукотской и СФцО и представлен аллювием V–VI террас притоков р. Нера.

Белечанский и полуденский горизонты полностью охватывают нижний неоплейстоцен, поэтому в индексах на карте четвертичных образований их обозначения не указываются.

Аллювий пятой-шестой надпойменных террас (α^{5-6}I) слагает аккумулятивный чехол цокольных V–VI террас высотой 35–70 м. В долинах р. Нера и ее притоков – Андыгычан, Бурустах, Артык и др. в Момо-Селенняхском, Сеймчано-Буюндинском и Элги-Нерском СР.

Он залегает на коренных мезозойских или неогеновых породах цоколя, на переходных хмуровской или мельтехской свитах и частично перекрываются в тыловом шве образованиями гравитационного ряда, представлен супесями с галькой и гравием, галечниками и гравием с супесчаным заполнителем.

Разрез аллювия 40-метровой цокольной террасы на правобережье р. Бурустах представлен в опорном обнажении 11: в береговом обрыве под почвенно-растительным слоем сверху вниз вскрываются:

1. Супеси светло-бурые с примесью мелкой гальки и гравия осадочных пород .. 3 м
2. Галечники с гравием с супесчаным заполнителем ..... 1,5 м
3. Супеси серые с примесью хорошоокатанной гальки ..... 3 м
4. Галечники с гравием с супесчаным заполнителем ..... 2,5 м

Мощность составляет 10 м.

Спорово-пыльцевые спектры содержат в древесно-кустарниковой группе пыльцу (%) *Alnaster* (2,6–7,7), *Betula* (круп., 1,4–5,7), *Betula* (куст., 2,3–10,8), меньше пыльцы *Alnus*, различных *Pinus* (1,4–7), единична пыльца *Larix, Pinus* subgen. *Diploxylon*. В составе травянисто-кустарниковой группы доминируют (%) *Ericales* (12,9–28), *Gramineae* (6,6–12), присутствуют *Caryophyllaceae* (2,8–7,7), *Artemisia*. Группа спор содержит (%) *Polypodiaceae* (2,3–4,1), *Selaginella sibirica* (3,2–5,9), *Bryales* (1,3–2,2), а также *Hepaticae* и *Sphagnum* и характеризуют холодную травянисто-кустарниковую, частично лесную растительность. Подобный состав растительности мог существовать в ранненеоплейстоценовое время. [Зарубин и др., 2004ф]. Возраст принимается ранненеоплейстоценовый, согласно серийной легенде и по СПС. Вскрытая максимальная мощность – 10 м, по данным ВЭЗ – до 28 м [Геологическая … , 1979].

Мощность – до 28 м.

Аллювий цокольной террасы (al) слагает чехол высокой (60–80 м) цокольной террасы и обнажается в береговых обрывах на левобережье р. Мома в цоколе второй надпойменной (15–20 м) верхненеоплейстоценовой террасы (Момо-Селенняхском СР). Он сложен галечниками с линзами песков и гравийника, являющимися продуктами перемыва плиоценовых отложений. Выше устья р. Эгебит-Сала, на поверхности 80-метровой террасы вскрыты галечники неслоистые, содержащие мелкие валуны (до 30 %). Заполнитель – суглинки с песчаной примесью (20–30 %). Галька хорошей и средней окатанности. В ее составе резко преобладают эффузивные породы кислого состава и их туфы, встречаются песчаники и алевролиты. Мощность вскрытых отложений – 2,65 м. Ниже по склону уступа террасы до коренного цоколя обнажаются те же галечники с линзами разнозернистых песков (0,25–0,4 м) и гравийников (до 0,5 м) мощность отложений здесь достигает 50 м.

Возраст принят ранненеоплейстоценовый по серийной легенде и на основании следующих данных: обломочный материал этих отложений представляет собой перемытые и переотложенные плиоценовые отложения, близ устья р. Буордах они перекрываются средненеоплейстоценовыми ледниковыми отложениями, в галечниках цоколя второй надпойменной террасы обнаружены остатки млекопитающего, характерного по предварительному определению А. Шера (ГИН) для раннего неоплейстоцена [Алешко и др., 1976ф].

Мощность – до 50 м.

Среднее звено

В среднем звене неоплейстоцена в Верхояно-Чукотской СФцО выделяются кюрбеляхский горизонт, соответствующий I–III ступеням среднего неоплейстоцена, левоберелехский (4-я ступень), болотнинский (5-я ступень), малык-сиенский (6-я ступень), в Яно-Колымской СФцО – керемеситский надго-

ризонт, охватывающий полный объем среднего звена. В Верхояно-Чукотской СФцО они представлены аллювием и моренами.

Керемеситский надгоризонт выделен [Решения … , 1987] по стратотипу керемеситской свиты Яно-Индигирской низменности.

Кюрбеляхский горизонт выделен [Решения … , 1987] в скв. 100 на глубине 165–211 м, он залегает на дочетвертичных породах. Левоберелехский, болотнинский, малык-сиенский горизонты выделены [Решения … , 1987] в скв. 100 в интервалах 145–165 м, 119–145 м и 0–119 м соответственно. Стратотипы болотнинского, малык-сиенского горизонтов впервые описал Ю. И. Гольдфаб в 1971 г.

Болотнинский горизонт. Аллювий четвертой надпойменной террасы (a^4 IIbl) слагает аккумулятивный чехол цокольной четвертой террасы высотой 20–40 м в долинах рек Андыгычан, Бурустах, Нера, на правобережье р. Мома и притоков р. Ожогина, спускающихся с Момского хребта в Момско-Селенняхском СР.

Аллювий вскрывается в береговых обрывах и представлен галечниками с гравийно-песчаным заполнителем, супесями, суглинками с редкими валунами и растительными остатками. Он залегает на коренных породах мезозоя или рыхлых образованиях неогена. Перекрываются гляциофлювиалом позднего неоплейстоцена или склоновыми образованиями позднего неоплейстоцена – голоцена. В него врезан верхненеоплейстоценовый и голоценовый аллювий.

Разрез изучен в эрозионном уступе четвертой надпойменной террасы на правобережье р. Нера в районе «Нерской трубы» (опорное обнажение 10). Под почвенно-растительным слоем сверху вниз вскрываются отложения.

1. Пески глинистые желто-серые с галькой и гравием. Галька (%) песчаников (35), алевролитов (35), аргиллитов (25), жильного кварца (5) хорошо окатана ..... 1,1 м
2. Галечно-гравийно-песчаный слой с линзами гравия хорошо сортированного и отмытого. Вверх по слою увеличивается количество гравия и песков ..... 7 м
3. Гравийно-песчаный слой светло-желтый с редкой галькой осадочных пород .. 0,4 м
4. Песчано-гравийный слой светло-серый с редкой галькой. Слоистость отчетливая косая русловая, угол наклона галек 35–45°. Состав обломков (%): песчаники (47), алевролиты (43), кварц и интрузивные породы (10) ..... 0,8 м
5. Галечно-песчаный слой с валунами. Форма галек уплощенно-удлиненная. Состав галек (%): алевролиты (45), песчаники (31), аргиллиты (7), диоритовые порфириты (14), граниты биотитовые (4) ..... 0,9 м

Общая мощность – 9,2 м.

В спорово-пыльцевых спектрах преобладает древесно-кустарниковая группа (58–78 %), травы и кустарники составляют – 16–32 %, группа спор – 6–22 %. Доминанты (%) – *Betula* (куст., 36,9–55,7); субдоминанты: *Alnus* (9,6–14,6), *Betula* (древ., 4,1–12,5), *Pinus* (5,2–7,8), *Ericales* (4,1–13,6), *Graminaeae* (2,9–13), *Sphagnum* (1,8–2,1); сопутствующие – *Larix, Picea, Artemisia, Bryales*. Спорово-пылевой спектр отражает формирование лесов с кустарниковым и травяным покровом и не противоречит средненеоплейстоценовому возрасту вмещающих отложений [Зарубин и др., 2004ф].

Возраст принимается, согласно серийной легенде, средний неоплейстоцен, пятая ступень (болотнинский горизонт).

Выход тяжелый фракции из аллювия составляет 21–35 г/м^3 и представлен разнообразными минералами; значительной концентрации достигает только ильменит [Зарубин и др., 2004ф].

Мощность – 2–14 м.

Малык-сиенский горизонт. Гляциал (gIIms) мощным плащом покрывает обширные плоские водоразделы предгорья Буордахского высокогорного массива и пологие склоны р. Буордах севернее горы Победа. В Бугчанской впадине южнее горы Победа они слагают водораздельные участки рек Мэлытэх-Юрюе и Тирехтях (Момо-Селенняхский СР). Гляциал вскрыт в правом борту р. Тирехтях, где залегает на мельтехской свите. Мощность разреза – около 50–60 м. Он представлен плохосортированными валунниками с небольшим количеством наполнителя: грубозернистых песков с галькой и гравием. Валуны сложены главным образом эффузивными породами кислого состава и их туфами [Алешко и др., 1976ф]. Во впадинах состав немного отличается. Здесь ледниковые образования представлены несортированными валунниками, галечниками, щебнями, суглинками, гравием и супесями сильно выветрелыми, чем и отличаются от аналогичных образований более поздних верхненеоплейстоценовых оледенений.

Спорово-пыльцевые спектры из ледниковых отложений содержат пыльцу древесных и кустарниковых (47 %), спор (40 %). Первые представлены (%): *Pinus pumila* (55), *Betula Nanae* (27), *Alnaster* (13), *Salix* (5). Встречаются единичные зерна *Selaginella sibirica*. В составе спор преобладают *Seleginella sibirica* – 68 %, отмечаются *Ericacceae, Leguminosae, Potamogetonaceae*. Эти виды обнаруживают сходство с палинологическими спектрами, отмеченными А. Н. Поповой в бассейне верхнего течения р. Индигирка, и свидетельствуют о периоде похолодания, характеризующимся условиями сурового континентального климата. Очевидно, данные образования можно отнести к шестой ступени среднего плейстоцена [Сурмилова и др., 1974ф].

По данным К. Зигерт, наиболее древние морены, сохранившиеся в Верхоянском хребте, относятся к шестой ступени среднего неоплейстоцена (МИС 6). Для них получен IRSL-возраст в долине р. Тумара, 135 ± 9 тыс. лет (обр. Dj 30), 141 ± 10 тыс. лет (обр. Dj 31) и в долине р. Дянышка 157 ± 11 тыс. лет (обр. Dj 34) [Зигерт, 2007]. Установлено, что в Верхояно-Колымском регионе в малык-сиенское время были наиболее суровые климатические условия. Учитывая одинаковые географические и климатические условия Верхоянского, Черского и Момского хребтов, время формирования морены можно отнести к шестой ступени среднего неоплейстоцена. Согласно серийной легенде, из морены малык-сиенского горизонта получена дата ТЛ-методом 148 тыс. лет (данные о местоположении датировки в СЛ не приводятся). Возраст принимается шестая ступень среднего неоплейстоцена (малык-сиенский горизонт).

Мощность – до 60 м.

Нижнее–среднее звенья

Образования этого возраста распространены в Верхояно-Чукотской и Яно-Колымской СФцО, они представлены аллювием с делювием и пролювием

с делювием. В связи с тем, что стратиграфический объем этих образований охватывает все горизонты нижнего и среднего неоплейстоцена, обозначение горизонтов в индексах не указывается.

А л л ю в и й и д е л ю в и й (adl-II) выделены В. В. Колпаковым [Государственная … , 1986в]. Они вскрываются шурфами на наклонной равнине – гласисе (абс. отм. 100–150 м), опускающейся от Алазейского плоскогорья к Ожогинскому долу и у подножья Алазейского плоскогорья в бассейне р. Орто-Тирехтях (Алазейский СР). Нижняя граница не установлена, предположительно, залегает на дочетвертичных образованиях, перекрыты лессоидами едомной свиты, голоценовыми лимнием и палюстрием или хетакагчанско-голоценовым пролювием.

Сложены глинами темно-серыми, участками с песками, гравием и галькой, подземным льдом. Органические остатки не обнаружены.

Разрез этих образований (опорное обнажение 2) на левом берегу р. Ожогина сложен [Государственная … , 1989а] под почвенно-растительным слоем сверху вниз.

1. Глины черные со льдом ..... 2–3 м
2. Глины серые, содержащие до 50 % зернистого льда ..... 13 м
3. Глины алевритисные серые, желтоватые, с мелкими угловатыми обломками и льдом ..... 1,8 м

Общая мощность – 17,8 м.

Возраст дается условно по геоморфологическим и неотектоническим построениям [Государственная … , 1986в].

Мощность – до 18 м.

П р о л ю в и й и д е л ю в и й (pdl-II?) широко распространены в Ожогинском доле и на южных склонах Алазейского плоскогорья, а также на наклонных водораздельных пространствах по обоим бортам долины крупного правого притока р. Алазея и по бортам долины р. Кыллах, в его среднем течении (Алазейский и Седедемский стратиграфические районы). Выделяется впервые как коррелятное подразделение парагенезу аллювия с делювием на участках развития временных водотоков и плоскостного смыва.

Эти отложения слагают здесь холмисто-увалистую равнину (гласис) на уровне 70–90 м, образуют широкие склоновые шлейфы. Они залегают на дочетвертичных, перекрыты лессоидами едомной свиты, голоценовыми лимнием и палюстрием.

Сложены суглинками, глинами и супесями, а также в подчиненном количестве встречаются мелкий щебень, дресва, торфяники, алевриты. Эти образования вскрыты скважинами (на карте не показаны, т. к. не установлено их точное местоположение). В целом литологический состав толщи однообразен. Мощность по разрезу, изученному в Ожогинском доле, составляет 56,5–57,5 м.

Пыльца древесных и кустарниковых составляет в породах 20–30 %, пыльца травянистых достигает 30–40 %, а споровых – 35–50 %. Голосеменные из общего количества пыльцы древесных составляют примерно 5–10 % и представлены *Pinus Haploxylon*, а *Pinus Diploxylon* встречается в еденичных зернах.

Среди покрытосеменных преобладают широколиственные виды (%): белая береза (20–25), ольха (10–30), ива (2–5), лещина в единичных зернах. Характерно появление значительного количества (%) кустарниковых видов березы карликовой (до 25), ольхи (5–25). Резко увеличилось содержание пыльцы травянистых растений, появилось разнотравье, представленное (%) *Ericaceae* и *Artemisia* (до 50), *Coryophyllaceae* и *Cyperaceae* (до 25), *Onagraceae, Compositae* и *Graminea* (5–10). Возросли содержания и видовой состав споровых (%): *Bryales* (до 80), *Sphagnum* (до 60), *Lycopodiaceae* (до 15), *Polypodiaceae* (5–10).

Приведенный спектр спор и пыльцы характеризует климат, при котором происходило накопление рыхлых отложений, как умеренный. В это время существовала лесостепь со смешанными лесами и лугами, покрытыми разнотравьем. В лесах еще встречались теплолюбивые виды, такие как лещина, преобладали широколиственные деревья с незначительным кустарниковым подлеском [Николаев и др., 1975ф]. Возраст определен по аналогии с вышеохарактеризованными нижне-средненеоплейстоценовыми аллювием и делювием, т. к. они представляют их одновозрастную генетическую разновидность.

Мощность – до 57,5 м.

Среднее–верхнее звенья

Первая ступень

Аллювий и лимноаллювий ($a,la\,II-III_1$) распространены локально на территории Ожогинского дола, где залегают на переходной иреляхсиенской толще и почти повсеместно перекрыты более молодыми образованиями (Ожогинский СР) [Государственная … , 1986в].

Отложения перекрывают размытую поверхность коренного ложа, в редких случаях – неогеновые отложения или преходную иреляхсиенскую толщу и представлены песками, супесями, гравийниками и галечниками. Отложения горизонтально-косо- и волнистослоистые имеют серую и темно-серую окраску содержат включения растительного детрита и древесины. Слоистость обычно грубая, подчеркнута сортировкой материала по крупности, в отдельных слоях либо растительным детритом и линзочками глин [Бобров и др., 1981ф].

В береговых обрывах р. Ожогина вскрываются [Государственная (Верховья р. Хоска) … , 1983] опорное обнажение 5 сверху вниз.

1. Почвенно-растительный слой	0,5–0,7 м
2. Супесь черная с песком	2,5 м
3. Песок черный мелкозернистый с прослоями супеси и суглинков	4,5 м
4. Песок черный с прослоями белого песка	3 м
5. Глина темно-серая	2,5 м
6. Глина песчанистая	1,8 м
7. Песок черный	0,5 м
8. Переслаивающиеся пески и глины	0,8 м
9. Песок черный с прослоями и линзами гравелистого песка	1,2 м

10. Суглинки черные и слоистые черные глины ..... 5 м
11. Глина черная со щебнем и галькой белого кварца ..... 1 м

Мощность по разрезу – 22,8 м.

Палиноспектр нижней части отражает растительность кустарниковой тундры с островами мелколиственных лесов, верхней – светлохвойно-мелколиственных лесов с участием ели и лещины. Это отвечает растительным сообществам второй половины среднего и начала позднего неоплейстоцена. Этот возраст подтверждается ее положением между олерской и едомной свитами в разрезах, вскрытых скважинами за пределами территории листа [Коротков и др., 1981 г.] и соответствует серийной легенде. Олерская свита по стратигрфическому объему соответствует олерскому надгоризонту, охватывающему верхний эоплейстоцен – нижний неоплейстоцен [Легенда … , 2002].

Мощность – до 65 м.

Верхнее звено

В верхнем звене неоплейстоцена в Верхояно-Чукотской СФцО выделяются вечернинский (1-я ступень), юглерский (2-я ступень), кубалахский (3-я ступень) и хетакагчанский (4-я ступень) горизонты, в Яно-Колымской СФцО – казанский (1-я ступень), ойягосский (2-я ступень), молотковский (3-я ступень) и сартанский (4-я ступень), объединенные в едомный надгоризонт.

Первая ступень

В Верхояно-Чукотской СФцЗ первая ступень соответствует вечернинскому горизонту, стратотип его принят в разрезе на правой террасе р. Берелёх вблизи руч. Вечерний [Решения … , 1987].

В Яно-Колымской СФцЗ первая ступень соответствует казанцевскому горизонту, выделенному В. Н. Саксом в 1945 г. на р. Казанцева [Стратиграфический … , 1982], возраст определяется стратиграфическим положением и спорово-пыльцевым спектром растительности [Легенда … , 2002].

Вечернинский горизонт. Аллювий древней долины р. Мома (a,III$_{v\check{c}}$) развит в долинах рек Илин-Юрях, Хара-Уулах, Тарын-Юрях, Онкурчак в зоне перехвата (Илин-Юрях и Рассоха), в долине по правобережью р. Мома от устья р. Калгар до низовьев р. Киенг-Юрюе, а также в истоках р. Мома (водораздел бассейнов рек Мома и Хара-Уулах) в Момо-Селеннях-ском СР залегает на дочетвертичных образованиях. Он слагает террасы высотой от 2 до 8 м и нижние части разрезов террас-увалов высотой 20–25 м и представлен серыми песками, супесями, суглинками и галечниками. Нередко в суглинках присутствуют линзы и пласты торфа и ископаемого льда мощностью до 1,5–2 м.

Видимая мощность аллювия, относимого к вечернинскому горизонту, изученного в обрывах левого берега р. Илин-Юрях, составляет 5,75 м.

Аналогичные отложения установлены в долине р. Мома у с. Сасыр, где они слагают надпойменную террасу высотой 3–5 м. В отложениях этой террасы, по данным М. Е. Мельник, присутствуют остатки *Elephans primigenius* позднего типа, что соответствует среднему неоплейстоцену, вероятно, переотложенные.

Спорово-пыльцевой спектр из отложений в долине р. Илин-Юрях содержит (%): древесных (66–96), в том числе *Pinus* s/g (87–96) с примесью *Picea* (1–2), *Betula* sec. *Albae* (2–10), *Alnus* (3–5), *Larix* (10); травянистых (4–12), в том числе *Ericaceae* (50–80). *Cyperaceae* (6), единично присутствуют *Onagraceae, Caryophyllaceae*; спор (19–30), в том числе *Sphagnum* (45–62), *Polypodiaceae* (до 55), единично присутствуют *Bryales, Selaginella sibirica, Lycopodiaceae*.

Спорово-пыльцевой спектр из отложений этой террасы, по данным Ю. Н. Трушкова, содержит (%): древесных (56), в том числе (52,5): *Picea* (единичные зерна), *Larix* (5), *Betula* sec. *Nanae* (27), *Alnaster* (7), *Pinus pumila* (10); травянистых (12), в том числе *Gramineae* (52), *Ericales* (36), *Artemisia* (7), спор (32), в том числе *Bryales* (37), *Sphagnales* (27), *Polypodiaceae* (23), *Selaginella sibirica* (5).

В отложениях террас р. Хара-Уулах с вышеперечисленными спорово-пыльцевыми спектрами встречается (%) пыльца *Corylus* (до 5), *Juglans* (до 3), *Betula* sec. *Nanae* (до 59), *Alnaster* (55).

Весь перечисленный комплекс растительности соответствует спорово-пыльцевому спектру первой ступени верхнего неоплейстоцена (первого позднеоплейстоценового межледниковья Северо-Востока СССР) [Сурмилова и др., 1974ф]. Возраст определен как первая ступень позднего неоплейстоцена по биостратиграфическим данным и согласно серийной легенде.

Мощность – 6 м.

Вторая ступень

В Верхояно-Чукотской СФцО второй ступени соответствует юглерский горизонт, он объединяет отложения раннего криохрона верхнего неоплейстоцена. Его стратотип изучен в разрезе 27–30-метровой террасы р. Колыма в районе впадения руч. Юглер. Гипостратотип находится в верхней части 20-метровой террасы р. Берелёх в районе руч. Вечерний [Решения … , 1987].

В Яно-Колымской СФцО второй ступени соответствуют ойягосский горизонт [Решения..., 1987], выделен В. И. Кайялайнен, Ю. Н. Кулаковым [1965] по Ойягосскому яру на побережье моря Лаптевых.

Юглерский горизонт на территории листа представлен моренами, гляциофлювиалом и гляциолимнием.

Гляциал (gIIIjg) распространен во многих троговых долинах, в которых они слагают конечные, стадиальные, боковые и донные морены. Значительные поля морены находятся во впадинах, в областях, прилегающих к высокогорью (Момо-Селенняхский, Элги-Нерский и Берелёхский СР) и залегают на дочетвертичных породах или переходных иреляхсиенской тощи, мельтехской свиты. Морены сложены валунниками, валунно-галечниками с галечно-гравийно-песчаным заполнителем.

Наиболее полно они представлены в низовье долины р. Са-Тостубут и Буордах, где имеется вал конечной морены, валы стадиальных морен, боковая и донная морены. Морены здесь залегают на дочетвертичных отложениях и сложены несортированными неслоистыми валунниками. Валуны (до 70 % всего объема) размерами 0,5–1 м, нередко 1,5–2 м по наибольшему измерению, нередко окатаны очень плохо. Заполнитель – щебень и галька (до 20 %) и крупнозернистый песок (10 %). Галька плохо окатана (К = 18–20). Мощность морены здесь достигает 40 м. Выше по долине на нижней части ее склонов залегает боковая морена мощностью до 20 м. От конечной она отличается почти полным отсутствием окатанности обломочного материала и еще меньшим количеством щебнисто-гравийного заполнителя. В боковой морене отсутствует сортировка обломков и слоистость. Во врезе реки на коренном цоколе залегает донная морена мощностью 3–10 м. Она имеет глыбово-щебнистый состав с очень малым количеством мелкозема.

Подобный характер имеют ледниковые отложения в долинах рек Онкучак и Ампынья. В долине р. Буордах также четко выражен вал конечной морены и валы стадиальных морен. Ледниковые отложения здесь характеризуются лучшей окатанностью как валунов, так и псефитового материала заполнителя (коэффициент окатанности галек 22–26), а также большим количеством заполнителя (до 50 % всего объема). Мощность ледниковых отложений в долине р. Буордах – 20–30 м.

Ледниковые образования троговых долин правобережья р. Мома отличаются от вышеописанных. Они представлены валунниками и валунно-галечниками с гравийно-песчаным заполнителем. Обычные размеры валунов – 0,5–0,7 м в поперечнике, хорошо окатаны. Лучшую окатанность (К = 25–30) имеют гальки. В отличии от вышеописанных отложения содержат больше заполнителя. Количество его в конечной морене долины р. Кынгырайдах достигает 50 %, причем в его составе преобладают песок и гравий. Максимальная мощность в долине р. Кынгырайдах – 70 м, в долине р. Эйемю – 25 м [Алешко и др., 1976ф].

В целом мощность ледниковых образований колеблется от первых метров в долинах рек до 100–120 м во впадинах [Сурмилова и др., 1974ф; Клочков и др., 1979ф; Хандожко и др., 1981ф].

В спорово-пыльцевых пробах, взятых из ледниковых отложений (морены), обнаружена холоднолюбивая пыльца (%): *Betula* sec *Nanae* (71), *Alnaster* (23), *Salix* (3), *Pinus* subgen *Haploxylon* (2) [Ремизов и др., 1974ф].

Возраст, согласно серийной легенде, принят 2-я ступень верхнего неоплейстоцена.

Мощность – до 120 м.

Г л я ц и о ф л ю в и а л (flllјg) пространственно связан с моренами и приурочен к низовьям троговых долин. Представлен он гравий-галечниками и валунами с примесью песков, супесей и суглинков.

Петрографический состав валунов и галек не отличается от состава одновозрастных морен. Мощность гляциофлювиала колеблется от первых метров до 37 м [Сурмилова и др., 1974ф; Ремизов и др., 1974ф].

Ледниковые и гляциофлювиальные образования практически не содержат пыльцу и споры. Немногочисленные спорово-пыльцевые спектры гляцио-

флювиальных образований так же, как и из гляциальных, весьма бедны и характеризуются преобладанием кустарниковой березы, ольховника, кедрового стланика и лиственницы, зелеными и сфанговыми махми и плаунковыми со значительным присутствием *Selaginella sibirica*.

Их позднеоплейстоценовый возраст устанавливается на основании их налегания на поверхность надпойменной террасы (aIIIvc) на правобережье р. Мома. Отнесение их к юглерскому горизонту, сопоставляемому с эпохой зырянского оледенения Средней Сибири, обосновано тем, что они образовались в результате горно-долинного оледенения, широко проявившегося в регионе, в то время как более молодое хетакагчанское (сартанское) оледенение имело в регионе локальный каровый характер [Сурмилова и др., 1974ф; Алешко и др., 1976ф].

Мощность – до 37 м.

Гляциолимний (lgIIIjg) распространен по долинам притоков рек Андыгычан, Эрэкит (Эрикит), Кур и Тирехтях (Момский) в Момо-Селенняхском СР, подпруженных моренными грядами юглерского оледенения, по которым и определяется возраст данных отложений. Он залегает на одновозрастных моренах и сложен хорошо отсортированными песками, слоистыми илами и суглинками с примесью гравия, мелкой гальки, щебня и редких валунов.

Мощность отложений – 3–25 м [Геологическая … , 1979ф].

Третья ступень

В Верхояно-Чукотской СФцО третьей ступени соответствует кубалахский горизонт, выделен в нижней части аллювиального разреза 15–17-метровой террасы р. Колыма на Оротуканском участке [Решения … , 1987].

В Яно-Колымской СФцО третьей ступени соответствует молотковский горизонт, выделен Т. Н. Каплиной в 1982 г. по стратотипу Молотковский Камень в бас. р. Анюй [Решения … , 1987]. Опорный разрез молотковского горизонта изучен в Ожогинском районе в устье р. Силяп, представлен аллювием.

Кубалахский горизонт. Аллювий третьей надпойменной террасы (a^3IIIkb) слагает чехол III надпойменной террасы высотой 15–20 м р. Мома и мелких рек, вложенных в дочетвертичные образования или переходную иреляхсиенскую свиту, стекающих с Момского хребта (притоков рек Индигирка и Ожогина) в Момо-Селенняхском СР. Отложения представлены валунно-галечниками с гравийно-песчаным заполнителем. Отмечаются редкие линзы среднезернистых песков, супесей и суглинков.

Спорово-пыльцевые спектры этих отложений довольно бедны. В них присутствуют (%) древесные (60), травы (30), споры (10). Из древесных растений отмечаются кедровый стланик, кустарниковая береза, ольховник, редко ива, среди трав преобладают осоки и злаки, спор – сфагнумовые мхи и плаунок сибирский.

Несмотря на «бедность» приведенных спектров, учитывая соотношения с нижними и верхними слоями верхненеоплейстоценовых образований (третья терраса врезана в отложения юглерского горизонта, перекрывается, либо эродируется ледниками и отложениями хетакагчанского оледенения) отложения третьей террасы коррелируются с каргинским межледниковьем Сиби-

ри [Клочков и др., 1979ф; Сурмилова и др., 1974ф]. Полученные радиоуглеродные даты относят его к третьей ступени: 34 790 ± 2000 л. н. (МАГ-1164) ^{14}С и 45,6 л. н. (МАГ-1017) ^{14}С. По данным серийной легенды, он охарактеризован геохронологическими датами Т>41 700 л. н. (ГИН-1722) – 32 500 ± 500 л. н. (ГИН-1721) ^{14}С [Легенда, 2002].

Мощность – до 15 м.

Молотковский горизонт. Аллювий III надпойменной террасы р. Ожогина (a^3III**ml**), 1982 г. выделен по стратотипу Молотковский Камень в бассейне р. Анюй [Решения … , 1987]. Опорный разрез изучен в Ожогинском районе в устье р. Силяп (опорное обнажение 6) (Ожогинский СР). Аллювий с размывом залегает на переходной ireляхсиенской толще или неогеновых породах, перекрыт лессоидами едомной фации и представлен песками серыми с прослоями супесей, гравия, включениями растительного детрита и крупных обломков древесины. Мощность – 12–15 м.

Радиоуглеродные датировки: 36 400 ± 400 л. н. (ГИН-2087), 44 700 ± 1000 л. н. (ГИН-2088) относят их к третьей ступени верхнего звена неоплейстоцена [Геологическая … , 1986в].

Четвертая ступень

В Верхояно-Чукотской СФцО четвертой ступени соответствует хетакагчанский горизонт, выделен А. П. Васьковым в 1970 г. в ледниковых образованиях долины р. Бохапча в устье руч. Хетакагчан [Решения … , 1987].

В Яно-Колымской СФцО третьей ступени соответствует сартанский горизонт, является общепринятым для Сибири, выделен В. Н. Саксом в 1953 г. Стратотип находится за пределами региона, требуется выделение регионального гипостратотипа сартанского горизонта или нового регионального горизонта [Решения … , 1987].

Сартанский горизонт. Аллювий II надпойменной террасы р. Ожогина (a^2III**sr**) занимает часть Ожогинского дола в Ожогинском СР, сложен галечниками, суглинками и супесями (превышение над реками около 18–20 м), вложен в переходную ireляхсиенскую толщу.

Опорный разрез по р. Летняя, притоку р. Берёзовка, сложен русловой и пойменной фациями. В первой преобладают галечники темно-серые несортированные, с разнозернистым песчано-гравийным заполнителем; во второй – суглинки и супеси темно-серые алевритистые с прослойками мелкозернистых песков [Алешко и др., 1980ф].

В Ожогинском доле разрез отложений (опорное обнажение 4) представлен на правом берегу р. Ожогина, ниже устья р. Бургалы (Санга). Здесь в уступе высотой 18 м сверху вниз вскрыты отложения.

1. Торф поверхностный автохтонный ..... 1 м
2. Лед ..... 0,5 м
3. Пески мелкозернистые темно-серые до черных с прослоями среднезернистых черных песков ..... 5,5 м

Общая мощность по разрезу – 7 м.

Ниже склон покрыт чешуйчатым, смерзшимся оползнем.

Спорово-пыльцевой спектр состоит (%) из пыльцы древесных (26–38), главным образом, карликовой березки (14–18), ольховника (3–12), кедрового стланика (2–12), трав (28–45) с преобладанием сложноцветных (6–7) и постоянным присутствием осок, злаков, маревых, гвоздичных, полыни. Споры в основном принадлежат плаунку сибирскому и зеленым мхам. В пробе с глубины 2,5 м резко возрастает содержание пыльцы ольховника (36 %), появляется пыльца лиственницы, исчезают споры плаунка. Спектр «теплеет».

Отложения вложены в разновозрастные отложения, в т. ч. в низы едомной свиты [Кац и др., 1975ф]. Возраст принят по серийной легенде и стратиграфическому положению.

Мощность – до 15 м.

Хетакагчанский горизонт. Г л я ц и а л (gIIIht) распространен только в высокогорной зоне горных хребтов и высокогорных массивов (хребты Момский, Улахан-Чистай, Тас-Кыстабыт, Буордахский высокогорный массив, цепь Елау) в Момо-Селенняхском, Эльги-Нерском СР. Он залегает на дочетвертичных образованиях или мельтехской свите, сложен плохосортированными угловатыми и полуокатанными глыбами, реже полуокатанными валунами диаметром до 1 м, с дресвяно-супесчаным и суглинистым заполнителем. Мощность его достигает 20–30 м. Отложения характеризуются, в отличие от древних образований того же генезиса, очень свежим обликом и находятся на уровнях современных источников питания оледенения или на незначительном расстоянии от них. Они образуют валы небольшой протяженностью (до 200–300 м) и встречаются вдоль склонов троговых долин.

Спорово-пыльцевые спектры бедны, состоят на 90 % из спор *Bryales*. В меньшем количестве присутствует пыльца *Betula* (куст.), *Alnaster, Ericales* и в виде единичных зерен – *Picea* sect. *Omorica, Tsuga diversifolia, Larix., Betula* sect. *Costatae, Corylus., Osmunda.* Подобные спектры характерны для поздненеоплейстоценовых оледенений [Зарубин и др., 2004ф; Сурмилова и др., 1974ф]. Возраст принят согласно серийной легенде – 3-я ступень верхнего неоплейстоцена.

Мощность – до 30 м.

Г л я ц и о ф л ю в и а л (fIIIht) слагает зандровые конусы и террасы высотой до 20–30 м (Момо-Селенняхский, Эльги-Нерский СР), залегает на переходных хмуровской или мельтехской свитах, на аллювиальных террасах, пространственно связан с хетакагчанскими моренами [Зарубин и др., 2004ф; Государственная … , 1986в].

Он представлен галечниками с валунами с суглинистым заполнителем, гравийниками с галькой с супесчаным заполнителем, песками с галькой, суглинками. Мощность отложений изменяется от 2 до 45,2 м. Наиболее представительный разрез вскрыт (скв. 11) в Хангаласской впадине.

1. Суглинки песчанистые буровато-серые с галькой (до 40 %) алевролитов, песчаников, роговиков, гранитоидов ..... 27,3 м
2. Пески серые мелкозернистые с галькой ..... 2,2 м
3. Галечники с валунами коричневато-серые в суглинистом заполнителе ..... 7,2 м
4. Гравийники с галькой в супесчаном заполнителе ..... 4,4 м
5. Галечники валунные в суглинистом заполнителе ..... 4,1 м

Общая мощность – 45,2 м.

Спорово-пыльцевые спектры бедные, состоят на 90 % из спор *Bryales*. В меньшем количестве присутствует пыльца *Betula* (куст.), *Alnaster, Ericales,* и в виде единичных зерен – *Picea* sect. *Omorica, Tsuga diversifolia, Larix., Betula* sect. *Costatae, Corylus, Osmunda.*

Подобные спектры характерны для поздненеоплейстоценовых оледенений [Зарубин и др., 2004ф]. Возраст принят согласно серийной легенде и по геоморфологическому положению.

Мощность – до 45,2 м.

Гляциолимний (lgIIIht) распространен в долинах многочисленных притоков рек Мэлытэх-Юрюе, Турах, Андыгычан, Кулухун, Эрэкит (Эрикит), Кур, Тирехтях, подпруженных в свое время конечно-моренными грядами (Момо-Селенняхский СР). По данным бурения (в долине р. Кулухун), отложения сложены в верхней части разреза галечниками с гравием и примесью (10–15 %) мелких валунов осадочных пород (мощность 8–23 м), в нижней – ленточными суглинками, супесями (мощностью 7–16 м). Мощность – до 35 м [Зарубин и др., 2004ф].

Третья–четвертая ступени

Кубалахский и хетакагчанский горизонты. Аллювий II надпойменной террасы (α^2IIIkb+ht) развит в долинах многих рек Момо-Селенняхского, Элги-Нерского и Берелёхского и Сеймчано-Буюндинского СР, где образуют аккумулятивные или цокольные террасы второго уровня высотой 5–12 м. Они представлены галечниками, гравием, супесями, суглинками, песками, редкими валунами.

На левом берегу р. Нера в районе «Нерской трубы» мощность аллювия, вскрытого траншеей, составляет 11 м.

В спорово-пыльцевых спектрах группа древесно-кустарниковых составляет 68–78 %, травянисто-кустарниковых – 10–16 %, спор – 12–20 %. В древесно-кустарниковой группе (%) доминирует Pinus pumila (9,4–32), в небольших количествах присутствует Pinus subgen. Haploxylon (7,9–9,4), P. subgen. Diploxylon (до 2,1), Larix (3–5,9), Alnaster (10,2–29,8), Betula (древ., 8,3–14,9). В группе трав присутствует (%) пыльца Ericales (4), Gramineae (4,4), Artemisia (17), Caryophyllaceae; в группе спор – Polypodiaceae (14,6), Sphagnum (4,1).

Данные спектры растительности существовали в позднем неоплейстоцене. Радиоуглеродные датировки определяют возраст нижних слоев в 34 790 ± 2000 л. н. (МАГ-1163) [Михайлов, Колотилин, 1963ф], что позволяет отнести аллювий второй надпойменной террасы к третьей и четвертой ступеням верхнего звена.

Отложения вмещают россыпи золота [Зарубин и др., 2004ф].

Мощность – 11 м.

Вторая–четвертая ступени

Едомный надгоризонт, согласно Верхояно-Колымской СЛ, выделяется в Яно-Колымской СФцО и объединяет ойягосский, молотковский и сартанский горизонты, в Верхояно-Чукотской СФцО им соответствуют юглерский,

кубалахский и хатакагчанский горизонты. Он выделяется на основе едомной свиты, которую выделил А. П. Васьковский в 1963 г. Стратотип – Дуванный Яр [Решения … , 1987; Шер, 1971].

Едомная свита (LIIIed) – лессоид, едомная фация широко распространена на территории Ожогинского стратиграфического района в пределах Абыйской низменности, где слагает сильно расчлененную термокарстом поверхность лессоидно-едомной равнины и частично залегает на придолинных склонах в Момо-Селенняхском и Алазейском СР. Едомная свита несогласно залегает на переходной иреляхсиенской свите.

В многочисленных обнажениях едомная свита представлена алевритами с линзовидными прослоями супеси и мелкозернистых песков с редкими прослоями древесных остатков, с частыми неправильными, разобщенными включениями темно-бурого торфа. Породы обогащены мелкими растительными остатками (нитевидные корешки трав и др). С отложениями этой свиты связана основная масса повторно-жильных льдов, залегающих в виде вертикальных жил с видимой мощностью 20–25 м и шириной до 6–8 м. Иногда льдистость достигает 90 %. По криогенному строению выделяются два типа отложений: сильнольдистые сизовато-серые и плотные коричневатые алевриты. В целом льдистость превышает 50 %, что позволяет отнести их к арктическому типу. Типовой разрез мощностью 8 м обозначен на карте как опорное обнажение 3.

Толща содержит большое количество костных остатков верхнепалеолитического комплекса позднего типа: Mammuthus primigenius, Coelodontaantiquitatis, Equus cfballus L., Bison priscus ocudentalis [Государственная … , 1989а].

В пределах Колымской низменности наиболее характерные разрезы образований едомного надгоризонта наблюдались на водоразделе рек Зырянка и Сомнительная (Колымо-Индигирская СФцЗ) [Филиппов и др., 1976ф].

Мощность – 6–12 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН, НИЖНЯЯ И СРЕДНЯЯ ЧАСТИ

Аллювий первой и второй террас (a_{III}^{ht}-H^{1-2}) слагает первую и вторую надпойменные террасы в долинах основных водотоков и их притоков в Момо-Селенняхском, Алазейском и Элги-Нерском СР. Залегает на дочетвертичных образованиях. Представлен алевритом глинистым, галечниками с мелкогравийно-песчаным заполнителем, песками, суглинками, остатками древесной растительности.

Опорный разрез (опорное обнажение 9) вскрыт траншеей в долине р. Нера:

1. Пески среднезернистые серые ..... 0,8 м
2. Галечники в мелкогравийно-песчаном с примесью суглинка заполнителе. Сортировка материала плохая..... 0,6 м
3. Галечники хорошо сортированы в мелкогравийно-песчаном заполнителе. В слое две линзы песчано-гравийного материала с остатками древесной растительности. 90 % гальки составляют осадочные породы, 10 % – магматические породы и кварц..... 1,9 м

Слой залегает на коренном субстрате. Общая мощность аллювия – 3,8 м.

В разрезе в долине р. Сомнительная мощность отложений составляет 9,4 м [Филлипов и др., 1976ф].

В споро-пыльцевых спектрах пыльца древесно-кустарниковых составляет 52–60 %, трав и кустарников – 25–30 %, спор – 16–20 %. В группе древесно-кустарниковых присутствуют (%): *Alnaster* (11,7–19,7), *Betula* (тощ., 4,8–17,6), *Bet. platyphylla* (1,4–10,1), *Pinus pumila* (до 7,9); в группе трав и кустарников – пыльца *Ericales* (8–11), *Gramineae* (9,5–18), *Caryophyllaceae* (до 4,9), *Artemisia* (до 4,9); в группе спор отмечаются *Selaginella sibirica* (2–8,6), *Polypodiaceae* (до 5,8), *Bryales, Hepaticae, Sphagnum.*

Радиоуглеродные датировки определяют возраст отложений в 11 235±100 л. н. (МАГ-1013) [Зарубин и др., 2004ф].

В тяжелой фракции шлиха в повышенных концентрациях отмечается только ильменит. В этих отложениях сконцентрированы основные запасы промышленных россыпей золота.

Мощность – до 10 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ЧЕТВЕРТАЯ СТУПЕНЬ – ГОЛОЦЕН

Образования этого возраста представлены аллювием, пролювием и вулканитами. Последние на карте четвертичных образований представлены лавами потухшего вулкана Балаган-Тас (балаган-тасский базальтовый комплекс, Правомомский вулканический пояс ранга магматической зоны) и рассмотрены в следующей гл. объяснительной записки при характеристике магматических образований.

А л л ю в и й и п р о л ю в и й (a,pIIIsr-H) представляют собой полосу конусов выноса, образующих непрерывный пролювиальный шлейф в предгорной части Момского хребта в Ожогинском СР и незначительного по площади шлейфа в Седедемском СР

, залегают на лессоидах.

Они сложены валунно-галечниками, песками, супесями и глинами. Обломочный материал хорошо окатан и по составу полностью соответствует осадочным и интрузивным образованиям, развитым в пределах района. Вблизи гор в отложениях преобладает грубообломочный валунно-галечный материал, который к северу, к центру равнины, сменяется песками, супесями и глинами. Грубая, косая и неправильная слоистость в этом же направлении сменяется выдержанной параллельной слоистостью. В краевых частях шлейфа в песчано-глинистых отложениях встречаются линзовидные сингенетичные и повторно-жильные льды, позволяющие говорить о перигляциальном режиме осадконакопления. Мощность пролювия вниз по склону увеличивается и достигает 10 м.

Возраст определен по положению в разрезе и согласно серийной легенде как четвертая ступень верхнего неоплейстоцена, сартанский горизонт – голоценовый. Мощность – до 10 м.

А л л ю в и й и п р о л ю в и й (a,pIIIht-H) приурочены главным образом к северному склону Момо-Селенняхской впадины и склонам крупных долин образующим обширные шлейфы подножий и слившиеся конусы выноса (Момо-Селенняхский СР). Они залегают на дочетвертичных образованиях и на

гляциофлювиале юглерского горизонта, сложены валунниками и галечниками с несортированными и плохоокатанным галечно-гравийным заполнителем или щебнем, неслоистыми щебнистыми супесями, суглинками, мощность их у подножья склонов достигает 15 м [Государственная … , 1985а].

Пролювий (plIIIht-H) широко развит на переходной иреляхсиенской толще или дочетвертичных образованиях на Алазейском плоскогорье, где слагает предгорные шлейфы и конусы выносов (Момо-Селенняхский и Алазейский СР). Он представлен суглинками, дресвой и щебнем, которые местами перекрывают пойму. Мощность – до 5 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Образования этого возраста представлены вулканитами, элювием и образованиями гравитационного ряда, покрывающими склоны и вершины горных хребтов (коллювий, десерпций, делювий, солифлюксий и их парагенезисы).

Балаган-тасский базальтовый вулканический комплекс (vIIIl-H*bl*). Стратифицированные образования**.** Комплекс выделен под собственным названием в Яно-Индигирской СЛ-200/2 (петротип 7) [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф] по многочисленным ранее опубликованным данным разных авторов [Аргунов и др., 1959; Васьковский, 1955; Грачев, 1973, 1975, 1977; Лейер и др., 1993; Рудич, 1964, 1965, 1966, 1972, 1977, 1985; Сурнин и др., 1997; Устиев, 1961; Зимин, 1939ф; Кравцов и др., 1966ф; Сорокин и др., 1968ф, 1971ф]. Вулканиты слагают отчетливый конус, представлены тремя наземными потоками темно-серых базальтов, вулканическими брекчиями, бомбами и легкими пемзами. Экструзивная фация присутствует непосредственно в кратере вулкана. Вулканические образования комплекса показаны на карте четвертичных образований, а на геологической карте дочетвертичных образований отражены только в виде линейного контура без индекса. Наиболее детально вулкан описан К. Н. Рудичем [Рудич, 1964].

Вулкан Балаган-Тас расположен на правобережье Момы на поверхности средненеоплейстоценовой террасы болотнинского горизонта. Лава его бронирует бровку этой террасы, участвует в строении поверхности позднеоплейстоценовой 8–30-метровой террасы и присутствует в аллювии позднеоплейстоценовой 2–4-метровой террасы руч. Балаганнаха. Базальты слагают хорошо сохранившийся вулканический аппарат и лавовые потоки общей площадью 50 км^2. К. Н. Рудич насчитывает три потока, направление течения которых совпадает с уклоном местности. Мощность потоков – от 10–15 до 70–80 м (средняя около 20 м). Эксплозивные продукты (шлаки, выплески пористых базальтов, бомбы и лапилли) слагают верхнюю кромку кратера (средняя высота 10 м) и в незначительных количествах присутствует в потоках. В эксплозивном материале иногда наблюдаются обломки вмещающих осадочных пород, контактовые изменения которых незначительны [Государственная 1977].

Вулкан образует одноименную горную вершину с отметкой 993 м на правом борту долины р. Мома и представляет собой хорошо сохранившийся конус с усеченым кратером диаметром около 500 м и высотой около 190 м над

поверхностью верхнего лавового потока. В юго-восточной части кратера фиксируется по крайней мере один участок прорыва, по которому и изливалась лава верхнего потока. Средний и нижний потоки покрывают обширные пространства к западу, юго-западу и к югу от вулкана. Небольшие по площади развалы аналогичных пористых базальтов с корками пемз известны на левобережье р. Мома, в 40 км к западу от вулкана Балаган-Тас на поверхности высотой 1240 м. Источник их не установлен [Кравцов и др., 1966ф].

Базальты представляют собой темно-серые плотные породы, на 79–94 % сложенные вулканическим стеклом. Вкрапленники (0,5–2,5 мм) составляют 20–25 % объема породы и сложены (%) плагиоклазом (до 10), оливином (около 5), авгитом (до 1,8) и прочими цветными минералами (до 2). Примесь рудных минералов также не превышает 2 % – установлены гематит, ильменит и магнетит, присутствует мелкий рутил, редко отмечается гётит. Базальт имеет ячеистую пузыристую текстуру, пористость в лавах первого потока не превышает 6,75 %, в лавах второго и третьего потоков достигает уже 20,4 %. Округлые пустоты размером 1,5–1 мм и менее иногда заполнены пиритом, а в отдельных более мелких пустотах образованы очень мелкие кристаллы из группы цеолитов с развитием колломорфного гематита.

По периметру кратера широко развиты вулканические брекчии, бомбы и чрезвычайно легкие пемзы (плавают в воде) с пористостью до 58–71 %. Общий объем вулканических пород на площади 11,9 км^2, по расчетам К. Н. Рудича, оценивается в 0,3 км^3 [Рудич, 1964]. По материалам ГСР-200 [Кравцов и др., 1966ф], вулканические базальты закартированы на площади около 50 км^2.

По химическому составу (табл. 2) породы комплекса на диаграмме TAS образуют три выраженных ареала – наибольшее число точек расположено в поле щелочных базальтов, меньшее – на границе щелочных базальтов и фонотефритов и единичные значения – в поле трахибазальтов. Все породы высококалиевые, исключительно с калиево-натриевым типом щелочности и заметно высоким содержанием TiO_2 (1,99–3,81 %). На диаграмме (Na + K) / Ca – – A_c породы образуют четко выраженный тренд на границе полей умеренно-щелочных и собственно щелочных пород. Микроэлементный состав базальтов характеризуется халько-литофильным типом геохимической специализации с накоплением As, P, W, B, Mo, Nb и сидеро-литофильным профилем дефицита – Sr, V, Mn, Ti, Cu, Y, Ba, Co. Фоновая группа представлена Sn, Ni, Pb, Zn, Ge, Li, Ag, Cr, Zr, Ga.

Базальты комплекса уверенно относятся к трахибазальтовой формации областей современной тектоно-магматической активизации.

Базальты лавовых полей вулкана технически пригодны для производства стенового камня. По результатам проходки нескольких буровых линий для них произведен подсчет запасов в авторском варианте [Захаров и др., 1995ф], но учитывая расположение вулкана в границах национального природного парка, варианты их разработки в настоящее время не рассматриваются.

Таблица 2

Химический состав пород балаган-тасского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	44,42	3,73	14,55	9,16	2,26	0,12	5,30	10,52	4,74	2,77	–	0,78	98,40
2	44,80	2,94	5,89	6,54	3,37	0,19	8,69	8,44	5,07	2,87	–	–	99,16
3	45,54	3,36	16,21	4,62	5,32	0,18	8,34	8,80	5,10	2,65	–	–	100,12
4	45,58	3,81	15,49	5,37	5,49	0,12	6,24	8,64	4,90	2,84	–	0,45	98,96
5	45,70	2,34	14,25	6,38	4,56	0,16	8,00	8,20	4,30	2,64	1,57	1,88	99,98
6	45,92	3,06	15,01	5,78	5,09	0,17	9,02	8,44	5,06	2,73	0,59	–	100,27
7	45,96	2,47	14,75	3,99	6,63	0,18	8,40	8,28	5,00	3,68	–	1,08	100,42
8	46,03	2,60	14,56	3,93	7,26	0,18	8,22	7,70	4,15	3,28	–	2,43	100,34
9	46,20	3,25	16,78	2,09	8,03	0,10	8,21	8,65	4,55	2,25	–	–	100,11
10	46,31	3,25	15,49	5,28	4,88	0,17	8,27	8,60	4,87	2,68	–	–	99,79
11	46,33	2,01	13,92	10,08	0,47	0,13	7,81	8,58	4,90	2,45	1,42	0,42	98,54
12	46,36	2,01	16,35	9,78	5,68	0,02	7,00	8,68	3,52	1,89	0,76	1,82	98,91
13	46,36	3,21	14,73	4,78	5,43	0,15	8,35	9,30	5,06	2,52	–	–	99,89
14	46,55	2,46	14,41	4,93	5,61	0,17	8,09	7,55	5,00	3,68	–	1,18	99,63
15	46,65	3,04	15,55	4,54	5,70	0,19	7,90	8,36	5,60	2,81	–	–	100,29
16	46,68	2,58	14,96	2,72	8,09	0,18	8,12	8,06	4,90	3,72	–	0,97	100,98
17	46,75	2,50	14,75	4,78	5,98	0,18	7,76	7,82	5,05	3,68	–	0,88	100,13
18	46,78	2,26	14,33	7,75	2,91	–	7,52	8,44	4,79	2,58	–	–	97,36
19	46,88	2,46	14,53	4,76	5,73	0,18	8,01	7,56	5,00	3,76	–	1,27	100,04
20	46,88	2,50	14,81	6,68	4,15	0,18	8,03	7,95	5,00	3,80	–	0,83	100,81
21	46,91	2,54	15,24	3,72	6,98	0,16	8,25	8,52	4,90	2,64	–	–	99,86
22	46,98	3,25	15,84	4,40	5,92	0,15	8,24	8,36	4,50	2,39	–	–	99,98
23	47,01	3,25	15,75	4,56	5,74	0,16	8,10	8,20	4,66	2,56	–	–	99,99
24	47,21	1,99	14,08	5,18	4,96	0,14	8,13	8,48	4,65	2,54	1,42	–	98,78
25	47,36	3,17	15,57	1,79	8,29	0,18	7,69	7,85	4,88	2,63	–	–	99,36
26	47,41	2,02	14,46	4,10	6,07	0,13	7,81	8,31	5,02	2,63	1,36	–	99,32
27	47,46	2,38	14,85	4,70	6,01	–	7,66	8,10	4,90	2,52	–	–	98,58
28	47,57	2,49	15,10	6,14	4,63	–	7,32	7,61	4,89	2,41	–	–	98,16
29	47,60	2,41	14,55	3,50	7,09	0,15	7,50	8,00	4,90	2,76	1,18	0,54	100,18
30	47,61	2,46	14,79	5,14	5,54	0,18	7,67	7,77	5,00	3,68	–	0,61	100,55
31	47,95	2,38	14,88	4,76	5,98	–	7,42	7,80	4,64	2,35	–	–	98,16
32	48,00	2,37	14,45	4,32	6,19	0,15	7,30	7,80	4,70	2,76	1,16	0,58	99,78

Примечание. 1–4, 6, 9, 10, 13, 15, 21–23, 25 [Рудич, 1964]; 7, 8, 14, 16, 17, 19, 20 [Захаров и др., 1995ф]; 5, 11, 24, 26, 29, 30, 32 – все колл. ГУП «Сахагеоинформ», 2013 г.; 12 – проба А. П. Васьковского [Устиев, 1961]; 18, 27, 28, 31 [Грачев, 1973].

Десерпций и солифлюксий (dr,sIII-H) покрывают значительные площади горного рельефа Алазейского, Момо-Селенняхского, Элги-Нерского и Берелёхского и Сеймчано-Буюндинского СР. Они формируются в пределах пологих склонов и представлены дресвяниками, щебнями с суглинистым заполнителем. Сползая к подножью склонов в результате грунтового увлажнения образуют шлейфы, валы параллельно простиранию склонов.

Мощность – до 10 м.

Делювий и солифлюксий (d,sIII-H) широко распространены на пологих и средней крутизны склонах и у их подножий Алазейского, Момо-Селенняхского, Элги-Нерского и Берелёхского и Сеймчано-Буюндинского СР. Местами они перекрывают аллювий террас и образуют террасоувальные фации. Представлены супесями, суглинками, песками, щебнем, дресвой, мелкими глыбами. Мощность – до 30 м.

Делювий и десерпций (d,drIII-H) формируются на склонах средней крутизны (10–20°) (Момо-Селенняхского СР). Здесь среди участков, где отложения сформированы медленным смещением материала за счет изменения объема в результате процессов промерзания–протаивания, отмечены признаки площадного смыва мелкозема (делювий).

Они представлены щебнистыми дресвяниками с супесчаным наполнителем (до 10 %). Мощность – до 4 м.

Коллювий и десерпций (c,drIII-H) развиты преимущественно в средневысокогорной альпинотипной крутосклонной части территории, в пределах которой широко распространены коллювиальные осыпи (Момо-Селенняхский и Алазейский СР).

Они представлены в основном глыбниками и валунниками, щебнем и дресвяниками с очень небольшим количеством песчаного заполнителя.

Мощность – до 40 м.

Коллювий и делювий (c,dIII-H) приурочены к склонам высокой и средней крутизны Момо-Селенняхского, Элги-Нерского и Берелёхского и Сеймчано-Буюндинского СР, сложены крупными и мелкими глыбами, щебнем, дресвой. Они включают несколько генетических подтипов, которые приурочены к определенным геологическим и геоморфологическим условиям.

На склонах высокой и средней крутизны, сложенных осадочными породами, вулканитами кислого и среднего состава, они представленные сухими, не плотно уложенными и легко подвижными скоплениями крупных и мелких глыб, щебня, дресвы. На склонах, сложенных гранитоидами в тех же геоморфологических условиях часто отмечаются крупноглыбовые образования. У подножий склонов указанные фации коллювия образуют мощные и значительные по площади накопления, которые часто осложнены оползневыми процессами. В условиях массивных плосковершинных низкогорий и среднегорий нередко возникают скальные обвальные тела размерами до нескольких километров, часть из которых, возможно, имеет сейсмогенную природу. Подобные сейсмогенные обвалы в частности широко известны в осевой части хр. Улахан-Чистай – по бортам р. Тирехтях и в правом притоке – руч. Междугорный (Юрюн-Тас), на правом водоразделе р. Нера – на склонах горы Хуламрин. Объем оползней достигает 50–300 млн м^3 [Важенин, 2012].

Мощность – до 40 м.

Элювий и солифлюксий (e,slII–H) приурочены к слабонаклонным поверхностям водоразделов с пологими склонами в Момо-Селенняхском и Алазейском СР, и небольшим возвышенностям в Седедемском СР. Сложены они льдистыми супесями с дресвой и щебнем.

Мощность – до 3 м.

Элювий и делювий (e,dIII–H) приурочены к выположенным поверхностям водоразделов, седловинам или пологим и средней крутизны склонам, сопряженным с поверхностями выравнивания в пределах среднегорного и низкогорного рельефа (Элги-Нерский, Момо-Селенняхский и Алазейский СР). Сложены они щебнистыми дресвяниками с супесчаным или суглинистым заполнителем. Мощность отложений изменяется от 1–1,5 м на склонах до 3 м на выположенных седловинах.

Мощность – до 3 м.

Элювий и десерпций (e,drIII–H) покрывают водораздельные участки и прилегающие склоны средне-низкогорья (Момо-Селенняхский и Алазейский СР). Сложены они щебнями, дресвяниками, валуниками с глыбами, супесями и суглинками.

Мощность – до 5 м.

Элювий (eIII–H) распространен фрагментарно на плоских водоразделах реликтовых поверхностей выравнивания (Элги-Нерский, Момо-Селенняхский СР) с подстилающими коренными породами имеет постепенный переход.

Он представлен глыбами, щебнями, песком, глиной; форма обломков угловатая, сортировка отсутствует.

Мощность – до 2 м.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые образования широко развиты в пределах современных долин, в Абыйской низменности и Ожогинском доле Яно-Колымской СФцО и в долине р. Мома Верхояно-Чукотской СФцО. В Верхояно-Чукотской СФцО выделяется олевский горизонт, в индексах он не обозначен, т. к. его стратиграфический объем полностью соответствует голоцену и в других СФцО в голоцене горизонты не выделяются. В международной литературе голоцен подразделяется три подсерии (стадии) с границами 4200, 8200 и 11 700 лет [Martin J. Head, 2019] В России такое деление пока не ратифицировано, но в МСК этот вопрос уже рассматривался, в связи с чем можно в голоцене выделять только части. Полученные радиоуглеродные датировки позволяют разделить голоцен на три части [Коротков и др., 1981ф Лаврушин, 1963; Зарубин и др., 2004ф]. К нижней–средней относится первая надпойменная терраса, к верхней – русловые и пойменные образования рек Индигирка, Ожогина и их притоков.

На территории листа в голоцене сформировались аллювиальные, пролювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные и техногенные образования.

Нижняя и средняя части

Аллювий первой надпойменной террасы (a^1H^{1-2}) закартирован вдоль крупных водотоков и их притоков в Ожогинском, Момо-Селенняхском и Алазейском СР, имеет изменчивый состав, в целом сложен галечниками, гравийниками песками, алевритами, глинами и торфяниками.

В долине Индигирки он слагает террасу с относительной высотой 5–10 м и террасу ее притоков на Абыйской низменности высотой 5–6 м (Ожогинский СР). Он представлен алевритами с большим количеством растительных остатков, линзовидными прослоями торфа и мелкозернистых песков. Мощность аллювия – 8–15 м.

В опорном обнажении 1 у Крест-Майор *(нежил.)* сверху вниз залегают.

1. Почвенно-растительный слой ..... 0,2 м
2. Пески серые крупнозернистые с вертикально стоящими корешками трав ..... 0,2 м
3. Пески темно-серые с большим количеством древесных остатков ..... 0,4 м
4. Тонкое переслаивание (2–3 см) торфа, серых алевритов, крупнозернистых песков, растительных остатков ..... 1,2 м
5. Алевриты серые горизонтальнослоистые с прослоями сегрегационного льда (мощность 0,1 м). ..... 2,5 м

Ниже по склону – оплывина. Видимая мощность – 4,5 м.

Разрезы в других обнажениях почти аналогичны, отличаются лишь большей или меньшей льдистостью. Ю. А. Лаврушиными возраст данных отложений (с. Шаманово, севернее листа) радиоуглеродным методом определен как ранне-среднеголоценовый (8670 ± 270 и 6850 ± 225 л. н.) [Коротков и др., 1981ф].

В долине р. Ожогина аллювий слагает 5–6-метровую надпойменную террасу в Ожогинском СР и представлен галечниками, гравийниками, песками, супесями, суглинками, глинами и торфяниками. Часто наблюдается двучленное строение разреза. Верхняя часть сложена тонкозернистыми песками, супесями, суглинками, глинами и торфяниками (пойменные фации), нижняя – галечниками, гравийниками, песками (русловая фация). Отмечаются разрезы, полностью сложенные пойменной или русловой фациями. Мощность – до 8 м.

На малых реках и ручьях высота террасы над урезом воды равна 1,5–2 м [Бобров и др. 1981ф].

Ранне-среднеголоценовый возраст установлен по радиоуглеродным датам, палинологическим данным и геоморфологическому положению [Коротков и др., 1981ф].

В Момо-Селенняхском СР аллювий слагает низкую, высотой 2–5 м первую надпойменную террасу в долине рек Мома, Зырянка, Инанья, в Алазейском СР он слагает террасу в долине р. Кыллах. В составе аллювия галечники, иногда с примесью валунников, алевриты, пески, супеси, суглинки, торфяники. Для него характерна сортированность и слоистость. Аллювий фациально изменчив; в разрезах отмечается двучленное строение: верхние части – тонкие, принадлежащие к пойменным фациям, нижние – грубые русловые. Мощность – до 6 м.

Спорово-пыльцевые спектры аллювия характеризуются (%) преобладанием спор (72–83) и присутствием сфанговых (2–27) мхов. Древесные (17–20) представлены кедровым стлаником, березой, ольхой и кустарниковой березой, а травянистые (7) – вересковыми (брусничник, голубичник).

По материалам серийной легенды аллювий охарактеризован геохронологическими датировками 8970–11 140 лет (^{14}C). Возраст аллювия определяется как ранне-среднеголоценовый по радиоуглеродным датировкам и характерному спорово-пыльцевому спектру, сходному со спектрами современного аллювия Северо-Востока СССР [Баскович, 1959, 1969; Лаврушин, 1963; Сурмилова и др 1974ф, 1979ф; Хандожко и др., 1981ф; Филиппов и др. 1976ф; Климов и др. 1980ф; Бобров и др., 1981ф].

Мощность аллювия – 6–15 м.

Верхняя часть

Аллювий (αH^3) слагает пойму и русло большинства современных водотоков района (Верхне-Колымская, Колымо-Индигирская, Мегано-Поповская СФцЗ), представлен щебнистыми галечниками, с примесью песков и ила, плохоокатанными и слабосортированными.

Состав осадков зависит от величины речного потока и приуроченности к определенным геоморфологическим зонам. В горной и предгорной частях территории аллювий представлен галечником, редко – валунами, песками и супесью, переходящими в пределах Абыйской низменности в горизонтально-слоистые песчано-алевритистые осадки с клиньями эпигенетического льда. Мощность изменяется от 2 до 5 м.

Спорово-пыльцевые спектры в целом отражают современную растительность, где преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (50 %), травянисто-кустарниковая группа составляет 26 %, группа спор – 24 %. Превалируют *Pinus pumila, Gramineae, Cyperaceae,* меньше *Betula* (куст.)*, Alnaster, Larix, Ericales, Betula* (древ.)*, Bryales, Polypodiceae.* Позднеголоценовый возраст подтверждает радиоуглеродная датировка 1160 ± 30 л. н. (МАГ-1164) [Зарубин и др., 2004ф]. Радиоуглеродные датировки, полученные Ю. А. Лаврушиным из разреза в 0,8 км, ниже начала протоки Полоустная (за пределами листа) также указывают на позднеголоценовый возраст данных отложений (4125 ± 180; 2100 ± 160; 370 ± 125 л. н.) [Коротков и др. 1981ф, Лаврушин, 1963].

Отложения русел и низких пойм водотоков содержат промышленные россыпи золота.

Мощность – до 5 м.

Техногений (tH^3) представлен отвалами отработанных россыпей золота по рекам Нера, Бурустах, Хара-Юрях, Зырянка и др., а также участками террас, занятых поселками Победа, Бурустах, Артык, Зырянским угольным карьером, насыпями автомобильных дорог, взлетно-посадочных полос местных аэропортов и искусственными дамбами. Представлен намытыми галечниками, щебнем, дресвой, песками, супесями, суглинками. Отвалы отработанных россыпей вмещают техногенные россыпи золота [Зарубин и др., 2004ф].

Мощность – до 15 м.

Нерасчлененный

Лимний и палюстрий (l,plH) распространены в Ожогинском, Седедемском, Алазейском, Момо-Селеняхском и Сеймчано-Буюндинском СР. Они представлены алевритами, илами, супесями, глинами с растительным детритом, линзами торфа и льда.

В Ожогинском доле и на Абыйской низменности они слагают днища термокарстовых котловин и обширные пространства аласов, перекрывают едомную свиту и представлены двумя фациями – собственно озерной (алевриты, илы, супеси) и фацией аласов (торф, растительные остатки). Отложения льдистые. Мощность образований – 5–8 м, зависит от льдистости и мощности подстилающих осадков.

В Алазейском, Момо-Селенняхском и Сеймчано-Буюндинском СР они представлены современными осадками днищ озерных котловин и болотных мочажин, развивающихся на поверхности низких террас, вложенных в плиоценовые образования. Они сложены глинами, суглинками, илами с растительным детритом, линзами торфа и льда. Мощность – до 10 м [Зарубин и др., 2004ф].

Преобладающая часть их накопилась в ходе термокарстового преобразования криогенно-эолового покрова равнин (процесс этот наиболее полно изучен С. В. Томирдиаро). Другая возникла при разрушении льдов в эоловых песках, при распаде эпигенетических льдов в нижне-средненеоплейстоценовых глинах, ил сформировался на поймах, как и термокарстовые образования по молодым льдам. Процесс разрушения подземных плейстоценовых льдов и расширения озерно-болотных площадей продолжается в настоящее время [Кац и др., 1975ф].

Фация аласов наиболее полно описана в обнажениях у оз. Улахан-Кюель, где она представлена торфом мощностью 3,5 м и большим количеством растительных остатков, которыми интенсивно насыщены темно-серые алевриты мощностью 1–1,5 м.

Спорово-пыльцевые спектры, выявленные из отложений фации аласов, характеризуются (%) преобладанием спор (27,3–72,2) над пыльцой древесно-кустарниковой (6,3–36,4) и недревесной (20,5–45,1) групп. Среди пыльцы древесно-кустарниковых растений преобладает пыльца березы (5,7–34,2), недревесных – травы различной экологии. Среди спор доминируют споры зеленых мхов (18,7–59,4). Описанные спектры отражают болотно-луговую растительность раннего голоцена. В настоящее время получено много радиоуглеродных дат для данных образований Приморской низменности и в Центральной Якутии, которые не превышают 10 000 л. н., т. е. не выходят за рамки голоцена [Коротков и др., 1981ф]. По данным А. Г. Кац многочисленные пробы на радиоуглеродный анализ, отобранные из озерно-болотных отложений, также показывают их возраст не древнее голоцена [Кац и др., 1980ф].

Мощность – до 10 м.

Аллювий русел, пойм и первых надпойменных террас малых рек (aH) слагает первую надпойменную террасу, низкую и высокую поймы, русла, косы и острова в долинах водотоков территории (Верхояно-Чукотской СФцЗ), там, где их раздельное изображение в масштабе карты

четвертичных образований невозможно. Он сложен галечниками, песками, валунниками, гравийниками с прослоями супесей, суглинков, илов и торфа. Мощность – до 20 м.

П р о л ю в и й (pH) образует конусы выносов у подножья склонов в Момо-Селенняхском СФц3, сложен несортированными щебнем, глыбами с суглинистым заполнителем. Мощность – до 15 м.

МАГМАТИЗМ

В пределах рассматриваемой территории разнообразные по составу и возрасту магматические (интрузивные (плутонические и гипабиссальные) и вулканические) образования занимают около 15 % площади. Интрузивные образования присутствуют в виде крупных плутонов (Левоэрикитский массив, около 1100 км^2 [Государственная (Сасыр) … , 1979]) и мелких массивов, многочисленных гипабиссальных тел (дайки, силлы и пр.), нередко образующих выраженные дайковые ареалы (рис. 9). Вулканические образования представлены субвулканическими массивами, покровами и дайками, причем среди субвулканов известны весьма крупные (Буордахский, около 115 км^2 [Государственная (Сасыр) … , 1981]).

В соответствии с положением структурно-вещественных областей и зон, геологическими характеристиками интрузивных, субвулканических и вулканических тел, вещественным составом пород и данными изотопного датирования, эти образования отнесены к 35 комплексам, сформированным на разных по продолжительности отрезках времени в интервале от рифея до квартера. 31 комплекс показаны на геологической карте дочетвертичных образований, один – на карте четвертичных образований.

Часть комплексов была известна в литературе начиная с рубежа 1950–1960-х годов, многие параметры, близкие к требованиям ПК [Петрографический … , 2009] впервые выделены при разработке серийных легенд ГК-1000/3 и ГК-200/2 [Легенда … , 1999а,б, 2000, 2002] для магматических образований, ранее установленных в ходе разномасштабных геологосъемочных и тематических работ.

Расположение магматических тел ряда комплексов имеет в разной степени отчетливо выраженный линейный характер, позволяющий выделять магматические пояса. Наибольшее распространение на площади листа имеют тела позднеюрского колымского гранитового комплекса, образующие крупные массивы, мелкие тела и дайки – СФО Главного Колымского Плутонического пояса (3), выделенной В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталовым [Матвеенко и др., 1958] под названием Главный батолитовый пояс. В пределах Уяндино-Ясачненской СФО (4) широко распространены позднеюрские субвулканические образования улахан-чистайской группы вулканических комплексов, которые вместе с илинь-тасской группой и правоналучинским комплексом входят в состав Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса [Матвеенко и др., 1958; Геология … , 1970; Шаталов, 1974; Геологическая … , 1986; Тектоника … , 2001].

Чуть уступают колымским гранитам по суммарной площади массивов меньшие по размерам интрузивные тела тас-кыстабытского позднеюрского комплекса, сгруппированные в одноименный Тас-Кыстабытский магматический пояс [Матвеенко и др., 1958], представленного на территории листа только своим северо-восточным фрагментом в СФО Главного Колымского плутонического пояса (3). Меловые интрузивные и субвулканические комплексы на Алазейском плоскогорье отвечают Белогорскому (Нижнеиндигирскому [Государственная … , 1986г]) вулкано-плутоническому поясу субмеридионального простирания [Структура … , 1985; Березнев и др., 2015ф] Джахтардах-Олойской СФО (5) [Легенда … , 2000; 2002; Геологическая … , 2012]. Неогеновый ураса-хаинский и четвертичный балаган-тасский комплексы контролируются Момским континентальным рифтом [Новейшая … , 2000]. Выходы ультраосновных пород калгынского комплекса представляют собой юго-восточное окончание пояса офиолитов хребта Черского [Оксман и др., 1994, 2003], в ранних работах более известного под названием Момо-Селенняхского [Архипов, 1984].

При подготовке листа Q-55 ГК-1000/3 проведена полная ревизия интрузивных и субвулканических тел, рассматриваемых в качестве петротипических для комплексов и их типовых представителей на территории листа, уточнены названия ряда комплексов в соответствии с ПК [Петрографический … , 2009], проведена ревизия многих ранних K-Ar и Rb-Sr датировок. В базе данных, прилагаемой к цифровому комплекту, собранные материалы систематизированы в форме паспортов магматических комплексов и отдельных интрузивных и субвулканических тел.

При описании магматических образований приводятся их вещественные характеристики и изотопно-геохронометрические определения. При определении возраста магматических комплексов, в первую очередь, учитывались достоверные данные по геологическим соотношениям интрузий с вмещающими и перекрывающими образованиями. Однако во многих случаях приходилось опираться на геохронометрические данные. При этом приоритет отдавался наиболее современному и надежному локальному уран-свинцовому (U-Pb) методу. Все определения проб, полученные при составлении листа Q-55, выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ на масс-спектрометре SHRIMP-II. Привлекались также полученные на территории листа U-Pb определения других исследователей, в т. ч. выполненные в зарубежных лабораториях. Основным минералом для датирования магматических пород U-Pb SHRIMP методом служил акцессорный циркон, однако в отдельных случаях использовались апатит и титанит (прил. 6а).

Химический состав пород, по имеющимся результатам предшественников и вновь полученным данным, проинтерпретирован по диаграммам TAS для интрузивных и вулканических пород, по содержанию K_2O (калиевость), по соотношению Na_2O / K_2O (тип щелочности) и по сумме $Na_2O + K_2O$ (щелочность) [Петрографический … , 2009; Практическая … , 2017]. Для вулканических и большинства гипабиссальных пород, кроме того, состав пород проецировался на диаграмму $(Na + K) / Ca - A_c$, а для ультраосновных пород – на диаграмму А – S П. Н. Чирвинского [Классификация … , 1981]. Для комплексов, петротипы которых расположены за пределами территории листа,

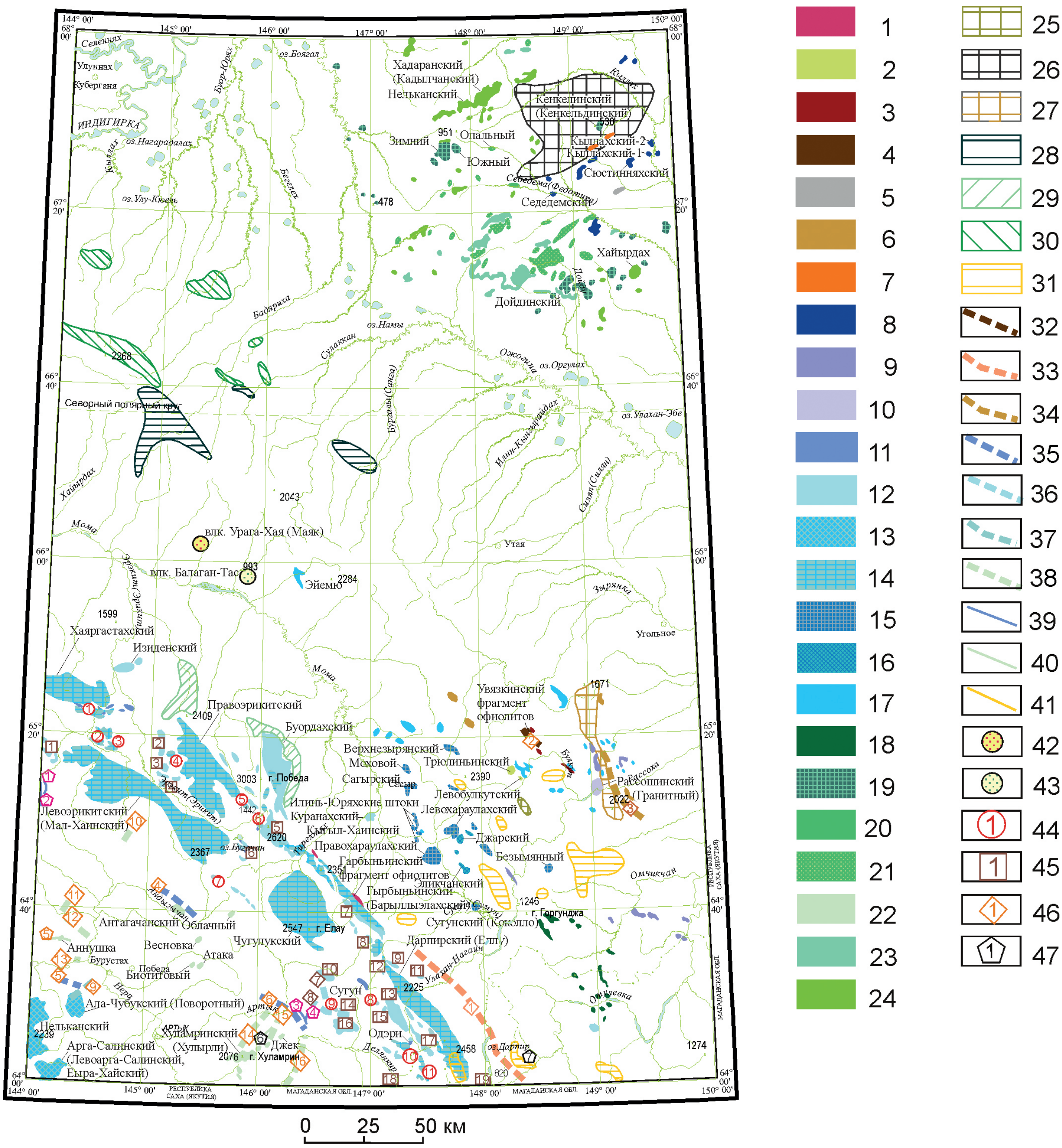


Рис. 9. Схема размещения интрузивных и вулканических образований

1–24 массивов, штоков: *1* – калгынский Rf_3k; *2* – трюлиньинский S*tr*; *3* – увязкинский $D_{1-2}uv$; *4* – верхнеувязкинский $D_{1-2}vu$; *5* – пологинский C_3-P_1pl; *6* – верхнесахарымнанский P_1vs; *7* – алазейский P_2al; *8* – курун-юряхский J_2k; *9* – илиньтасская группа комплексов $J_{2-3}\boldsymbol{il}$; *10* – рассошинский $J_{2-3}r$; *11* – нера-бохапчинский J_3nb; *12* – улахан-чистайская группа комплексов $J_3\boldsymbol{uč}$; *13* – тас-кыстабытский J_3tk; *14* – колымский J_3k; *15* – сугунский J_3s; *16* – хара-улахский J_3h; *17* – правоналучинский J_3p; *18* – временной ряд комплексов Немичанской гряды $K_1\boldsymbol{ng}$; *19* – дойдинский K_1d; *20* – кадылчанский K_1kd; *21* – североседедемский K_1ss; *22* – хуламринский K_2hl; *23* – хангатасский K_2hn; *24* – хадаранский K_2hd.

25–31 – ареалы малых тел и даек: *25* – булкутский O_3bl; *26* – хоппыт-юряхский C_1hp; *27* – верхнесахарымнанский P_1vs; *28* – бадярихинский K_1b; *29* – момский K_2mm; *30* – саканьинский K_2s; *31* – омулевский P_2om.

32–38 – линейные ареалы даек: *32* – верхнеувязкинский $D_{1-2}vu$; *33* – тасканский C_1-P_2t; *34* – верхнесахарымнанский P_1vs; *35* – нера-бохапчинский J_3nb; *36* – улахан-чистайской группы комплексов $J_3\boldsymbol{uč}$; *37* – тас-кыстабытский J_3tk; *38* – хуламринский K_2hl.

39–41 – отдельных даек: 39 – нера-бохапчинский J_3nb; 40 – хуламринский K_2hl; 41 – омулевский P_2om.

42–43 – вулканов: 42 – ураса-хаинский N_1uh; 43 – балаган-тасский vIIII-H*bl*.

44–47 – магматические тела и их названия (отмеченные на схеме цифрами): *44* – мелкие тела и сателлиты крупных плутонов колымского комплекса (1 – Волшебник, 2 – Музыкальный, 3 – Сфинкс, (2+3) – Курский, 4 – Интахский, 5 – Буордахский шток, 6 – Хаслардахский, 7 – Токайский, 8 – Душный, 9 – Мела (Хара-Уряхский), 10 – Ачмолачанский, 11 – Чингаканский); *45* – субвулканические тела улахан-чистайской группы (1 – Левохатысский, 2 – Правоинтахский, 3 – Этанджинский, 4 – Эрикитский, 5 – Кыгыл-Хаинский, 6 – Бугчанский, 7 – Барылльэлахский (Энги), 8 – Осихат, 9 – Серганьинский, 10 – Акбура, 11 – Аччыгый-Нагаин, 12 – Гурга, 13 – Юлла, 14 – Берда, 15 – Ровный, 16 – Марка, 17 – Улахан-Нагаин, 18 – Ерега, 19 – Дарпирчик); *46* – Линейные дайковые ареалы (тасканского комплекса: 1 – Улахан-Чистайский; верхнеувязкинского комплекса: 2 – Агынджинский; верхнесахарымнанского комплекса: 3 – Арга-Тасский; нера-бохапчинского комплекса: 4 – Онгоканский, 5 – Ала-Чубукский, 6 – Тунгусский; улахан-чистайской группы: 7 – Тахинский, 8 – Маркинский; тас-кыстабытского комплекса: 9 – Загадочнинский; хуламринского комплекса: 10 – Верхнекурский, 11 – Амбардахский, 12 – Интах-Кюельский, 13 – Правонерский, 14 – Артыкский, 15 – Каньонский, 16 – Праводелянкирский); *47* – Отдельные дайки нера-бохапчинского комплекса: 1 – Золотая, 2 – Митрейская, 3 – Тунгусская, 4 – Надежная; хуламринского комплекса: 5 – Водораздельная, 6 – Каньонская; омулевского комплекса: 7 – Кривунская).

на диаграммы выносились и выборочные данные по петротипам, заимствованные из материалов серийных легенд, изданных комплектов Госгеолкарт и других источников. Все эти материалы помещены в базу данных, сопровождающую комплект листа Q-55, а в тексте записки приводятся лишь обобщающие сведения. Для ряда комплексов в процессе подготовки листа Q-55 получены данные по содержаниям редких (РЭ) и редкоземельных (РЗЭ) элементов, определенных высокопрецизионным методом ICP-MS. Ниже для этих комплексов приведены интерпретационные диаграммы: хондрит-нормализованные спектры РЗЭ и мультиэлементные спектры РЭ.

При определении принадлежности пород к той или иной магматической формации для их типовых названий использованы сводные справочные издания [Магматические … , 1979; Геологические … , 1982], словари [Российский … , 2003; Геологический … , 2012] и методические рекомендации [Принципы … , 2007], а также базовые монографии [Кузнецов, 1964].

РИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Калгынский габбро-дунит-гарцбургитовый плутонический комплекс ($\alpha\nu RF_3k$) (по р. Калгын, правому притоку р. Уяндина, северо-западнее листа Q-55) выделен под названием «калгынские ультрамафиты» на территории листа R-54 А. Н. Вишневским [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф] по собственным наблюдениям, а также по материалам Г. А. Гребенникова [Гребенников, 1975] и В. С. Оксмана [Оксман и др., 1994; Оксман, 2000]*. Под этим же названием образования были приняты в Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002]. Позднее уже в изданном электронном варианте комплекта ГК-200/2 (листы R-54-XXVII,XXVIII (Уянди) образования по петротипу в соответствии с положениями ПК [Петрографический … , 2009] определены как калгынский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс [Государственная … , 2010]. Петротип комплекса – Калгынский массив (водораздел правых притоков р. Уяндина – рек Калгын и Тирехтях, лист R-54).

Геологические образования, рассматриваемые нами в составе этого комплекса, в пределах территории листа Q-55 известны на правобережье руч. Сиен (правый приток р. Гырбыня (Барыллыалах) в верхнем течении), откуда отдельными фрагментами прослеживаются на северо-запад до верховий руч. Волчок (правый приток р. Тирехтях (Момский). Они сложены породами основного–ультраосновного состава, а чаще – продуктами их метаморфизма, и большинством исследователей до настоящего времени рассматриваются как фрагменты единого офиолитового пояса, который разными авторами в разные годы выделялся под разными названиями – Момо-Селенняхский [Архипов, 1984], пояс офиолитов хр. Черского [Оксман и др., 1994; Oxman et all., 1995], Мунилканский океанический (офиолитовый) террейн [Тектоника … , 2001]. На территории листа эти образования представлены большей частью именно измененными породами, которые могут быть с высокой степенью вероятности

* В. С. Оксман в качестве основного названия использовал понятие «уяндинский офиолитовый комплекс» [Оксман, 2000].

отнесены к габбро-дунит-гарцбургитовой (дунит-перидотитовой) формации, представляя собой среднюю составную часть офиолитовой ассоциации.

Первые данные о наличии в бассейне р. Гырбыня ультраосновных пород появились в 1950–1970-е годы [Каташинская и др., 1951ф; Позднемезозойский … , 1971]. Гарбыньинский фрагмент офиолитов в литературе был описан более 30 лет назад [Архипов, 1984], позднее в работах [Оксман и др., 1994; Oxman et all., 1995; Оксман, 2000]. Впервые схематически откартирован в масштабе 1 : 25 000 [Петров и др., 1995ф].

Вмещающие породы не установлены, с окружающими карбонатными отложениями кембрия, ордовика и юрско-меловыми гранитоидами контакты тектонические, конформные общему юго-восточному–северо-западному простиранию структуры – оба показанные на карте фрагмента локализованы в зоне крупного разлома юго-восточного–северо-западного, простирания вдоль юго-западного крыла протяженной антиклинали.

Ранее закартированные [Петров и др., 1995ф] выходы ультрамафитов в правом борту руч. Сиен прослеживаются более чем на 2,5 км при ширине до 1 км. Зона тальк-хлоритовых сланцев в верхнем течении руч. Волчок прослежена нами на расстояние около 0,6–0,7 км при ширине до 100 м.

По данным В. С. Оксмана и соавторов [Оксман и др., 1994; Оксман, 2000], краевые части выходов в правом борту руч. Сиен сложены серпентинитами, а центральные – габбро-амфиболитами и амфиболитами. Зоны серпентинитового меланжа, по которым развиты милониты с присутствием всех перечисленных разностей, различных метаморфических сланцев и талька, как правило, приурочены к плоскостям срывов. Геологами ВИГРЭ [Петров и др., 1995ф] дополнительно были в общих чертах описаны метадолериты, актинолит-тремолитовые серпентиниты, лиственити, офикальциты, офиолитокластиты, олистолиты серпентинитов в мраморах, зоны серпентинитового меланжа, нефритоидные змеевики. При составлении листа Q-55 ГК-1000/3 среди пород под микроскопом диагностированы амфиболиты, плагиоамфиболиты, серпентиниты, реже – различные амфиболовые сланцы, долериты и диориты. Достоверные фазовые и фациальные соотношения между всеми перечисленными разностями не установлены. Учитывая единое структурное положение, все встреченные здесь магматические породы в данной работе отнесены к одному комплексу. Практически все породы в той или иной степени метаморфизованы и их первичная природа диагностируется только предположительно.

Амфиболиты, вероятно, образованы по роговообманковым перидотитам и представляют собой крупнозернистые массивные породы темно-зеленого цвета с лепидобластовой структурой, на 99 % состоящие из крупных (до 2–2,5 мм) зубчатых кристаллов амфибола (роговая обманка), пространство между которыми выполнено ксеноморфными чешуйчатыми агрегатами коричнево-белого хлорита, встречающегося также и внутри наиболее крупных кристаллов амфибола.

Плагиоамфиболиты (метадолериты) и *метадолериты* наиболее часто диагностируются в шлифах. Это, как правило, неясносланцеватые темно-серо-зеленые породы, сложенные (%) примерно в равном соотношении (40–50) плагиоклазом и амфиболом, иногда с заметным преобладанием плагиоклаза

(до 65). Редко диагностируются первичные кристаллы пироксена и оливина (до 5). Структура пород большей частью лепидобластовая, реликтовая долеритовая, бластопойкилитовая, реже – гранобластовая, метапорфировая и реликтовая пойкилоофитовая. Основную массу породы образуют среднезернистые таблитчатые и призматические кристаллы плагиоклаза и амфибола. Амфибол, кроме основной массы, иногда формирует листоватые, удлиненные (до 0,3 мм) агрегаты в плагиоклазах. На локальных участках амфибол и плагиоклаз образуют мелкозернистые агрегаты неправильной формы. Плагиоклаз представлен лабрадором (№ 55–60) и андезином (№ 35–40). Амфибол ярко-зеленый, с четким плеохроизмом, до бурого. Амфиболы имеют определенное удлинение и ориентировку, что и создает сланцеватую текстуру. Внутри кристаллов плагиоклаза, кроме уже упоминавшихся новообразований амфибола, в большом количестве развивается серицит, часто – хлорит. По амфиболу развивается серицит, не более 1 %. Отмечаются единичные таблитчатые кристаллы слюды и мелкозернистые агрегаты (0,2–0,05 мм), сложенные слюдой и карбонатом. Доля этой карбонатно-слюдистой аморфной тонкозернистой массы в межзерновом пространстве не превышает 5 % от общего объема состава породы. Редко отмечается рудное вещество – единичные неправильной формы агрегаты до 0,5 мм (до 4 %).

Долериты установлены в единичных шлифах. Это породы серо-зеленого цвета, с признаками сланцеватой текстуры, состоящие (%) из плагиоклаза (65), карбонатизированных и полностью замещенных кристаллов пироксена и оливина (25). Структура пород – микродолеритовая. Отмечаются отдельные вкрапленники (до 3 мм) серицитизированного плагиоклаза. В промежутках между лейстами плагиоклаза расположен серпентин, в котором развивается редкая тонкая рудная вкрапленность (до 8–9 %).

Диориты диагностируются также только в единичных шлифах. Это массивные зеленоватые породы с типично диоритовой, реже лепидобластовой и пойкилитовой текстурой, состоящие (%) из плагиоклаза (40), амфибола (20) кварца (до 15), рудного вещества (до 15) и карбонатно-слюдистой массы (10). Основную массу породы слагают крупнозернистые кристаллы плагиоклаза (андезин № 35–40) с четким двойникованием. По плагиоклазу обильно образуются тонкозернистые идиоморфные призматические кристаллы амфибола, развивается серицитизация. Амфибол формирует также самостоятельные неправильной формы удлиненные крупные агрегаты из мелкозернистых чешуек, а по трещинам – удлиненные мелкозернистые агрегаты вместе с кварцем.

Амфиболовые (куммингтонитовые) сланцы на 90–99 % состоят из куммингтонита и рассматриваются нами как продукты преобразования собственно магматических пород. В них отмечаются порфиробласты крупнозернистого амфибола, новообразования кварца, эпидота и карбоната. При увеличении доли хлорита (от 15 до 97 %) диагностируются хлорит-амфиболовые и хлоритовые сланцы.

Серпентиниты рассмотрены при описании гидротермальных образований. Доля кремнезема в составе всех перечисленных пород (табл. 3)* меняется от 32,68 до 48,85 %, характерно преимущественно низкое содержание TiO_2, возрастающее с понижением основности. Породы на диаграмме TAS отвечают по составу ультраосновным, габбро и монцогаббро. По сумме щелочей преобладают породы умереннощелочные (редко – шелочные) умеренно- и низкокалиевые, калиево-натриевого (55 % проб с Na_2O/K_2O – от 1,00 до 3,59), реже – ярко выраженного натриевого типа (45 % проб с Na_2O/K_2O – от 4,02 до 36,83). Причем среди собственно ультраосновных пород явно преобладают калиево-натриевые разности (82 % проб), а среди основных – наоборот, натриевые (80 % проб). На диаграмме (Na + K) / Ca – A_c наблюдается заметное смещение значений от щелочно-базальтового петрохимического тренда в сторону поля щелочных пород. На диаграмме A – S породы большей частью отвечают по составу гарцбургитам и лерцолитам, одиночные пробы попадают в поле перидотитовых коматиитов или близки к полю меймечитов. Породы характеризуются аномальными содержаниями (%) хрома (до 0,26) и никеля (до 0,27), устойчивыми концентрациями редких земель (г/т): Y (до 110,8), Sm (до 43), Er (до 16,4), Yb (до 12,5), Ho (до 1,6), Lu (до 1,5). По данным В. С. Оксмана [Оксман, 2000], содержания хрома в породах достигают 2200 г/т, никеля – 2300 г/т, ванадия – 540 г/т.

Таблица 3

Химический состав пород калгынского комплекса (Гарбыньинский фрагмент офиолитов?), %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп.	Сумма
1	32,68	0,07	0,62	6,96	3,92	0,19	32,94	8,28	0,14	0,11	0,04	14,29	100,24
2	38,30	0,11	3,05	4,39	2,19	0,15	30,18	5,44	0,70	0,41	0,05	15,06	100,03
3	39,76	0,12	0,00	2,96	3,4	0,08	34,84	1,28	0,58	0,56	0,07	16,78	100,43
4	41,54	0,12	0,00	2,73	5,29	0,24	32,92	5,69	0,96	0,31	0,09	9,93	99,82
5	42,39	0,10	0,00	2,60	2,73	0,06	37,54	2,21	0,82	0,40	0,08	11,00	99,93
6	42,49	0,15	4,45	3,99	4,98	0,10	30,44	2,50	0,35	0,29	0,05	9,96	99,75
7	42,96	0,05	0,00	4,40	3,10	0,18	30,69	7,27	0,53	0,41	0,09	10,47	100,15
8	43,77	0,04	0,98	4,88	2,67	0,11	41,99	4,05	1,28	0,13	0,00	0,00	99,90
9	44,68	0,05	2,13	5,27	4,94	0,23	38,62	2,88	0,53	0,41	0,06	0,00	99,80
10	44,70	0,03	1,93	1,06	1,43	0,25	43,57	0,07	0,78	0,62	0,06	0,26	99,76
11	44,89	0,02	2,00	3,15	5,77	0,08	39,18	2,32	2,12	0,59	0,01	0,00	100,13
12	45,29	0,07	2,02	4,86	3,75	0,15	40,22	2,45	0,41	0,25	0,06	0,35	99,88

* Приведенные в табл. 3 данные не дают четких указаний на принадлежность пород Гарбыньинского блока, к габбро-дунит-гарцбургитовой формации офиолитовой ассоциации. Для ультраосновных пород характерны весьма высокие содержания щелочных окислов и пониженные окиси магния. Среди пород основного состава обильно представлены умереннощелочные разности до щелочных (*прим. науч. ред.*).

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп.	Сумма
13	46,51	0,40	12,72	3,77	9,10	0,20	14,17	9,67	2,21	0,06	0,05	0,81	99,67
14	40,07	0,11	4,28	6,60		0,10	34,79	0,91	0,07	0,04	0,03	11,31	98,60
15	40,26	0,09	2,86	6,97		0,10	35,40	0,53	0,10	0,06	0,02	10,85	97,70
16	40,41	2,25	12,37	13,76		0,24	8,61	17,55	0,08	0,43	0,19	1,21	98,10
17	40,48	2,37	12,82	16,25		0,32	9,78	10,92	1,73	0,27	0,21	2,41	97,56
18	40,79	0,06	2,43	6,19		0,11	35,56	1,10	0,06	0,04	0,02	11,26	98,01
19	41,54	2,40	13,86	1,39		0,21	5,00	9,96	3,15	1,06	0,49	9,02	98,07
20	42,88	2,32	12,89	16,04		0,29	0,62	10,54	2,49	0,24	0,17	1,51	98,05
21	43,01	3,12	13,49	11,32		0,15	4,75	9,80	3,20	1,57	0,57	6,36	97,34
22	44,55	1,92	11,93	15,75		0,31	9,23	9,24	2,34	0,31	0,13	1,76	97,47
23	44,56	0,17	2,59	9,46		0,13	31,28	0,06	0,06	0,06	0,05	9,19	97,95
24	44,80	3,33	14,43	14,97		0,08	5,22	7,58	3,48	1,51	0,63	1,96	97,99
25	45,02	2,00	12,69	14,20		0,23	8,15	11,30	3,13	0,31	0,17	0,82	98,12
26	45,05	1,84	13,68	14,01		0,23	7,95	11,04	2,87	0,32	0,17	1,05	98,21
27	45,08	1,89	12,93	13,48		0,25	9,39	9,77	2,96	0,26	0,12	1,66	97,76
28	45,32	2,15	13,19	13,60		0,20	8,11	11,17	3,20	0,21	0,18	0,91	98,26
29	45,33	3,80	16,43	9,20		0,12	2,80	8,61	5,93	1,15	0,66	4,47	98,50
30	46,02	1,73	13,30	13,38		0,24	0,37	10,62	2,79	0,31	0,13	1,04	98,03
31	46,19	1,91	13,06	11,76		0,18	8,91	11,55	2,74	0,10	0,18	0,74	97,53
32	46,22	2,10	12,75	12,81		0,21	8,76	9,69	3,80	0,26	0,14	1,36	98,09
33	46,40	1,91	12,81	13,23		0,20	7,76	10,41	3,78	0,24	0,16	0,51	97,41
34	46,64	1,93	12,29	13,31		0,24	9,06	8,46	3,99	0,46	0,15	1,59	98,12
35	46,74	2,23	14,42	11,41		0,18	4,95	6,60	3,77	1,33	0,51	5,64	97,91
36	47,12	1,78	13,82	11,68		0,22	7,64	10,07	3,87	0,39	0,20	0,93	97,76
37	47,73	1,58	13,57	11,71		0,20	7,86	10,91	3,26	0,58	0,13	0,75	98,32
38	47,83	2,55	15,02	11,54		0,21	5,23	9,55	3,51	1,68	0,49	0,47	98,08
39	47,91	2,53	15,02	12,27		0,23	4,98	8,34	3,60	1,78	0,48	1,09	98,23
40	47,92	2,49	14,82	11,63		0,20	4,91	7,77	4,49	1,02	0,48	1,98	97,70
41	48,51	2,46	15,17	11,14		0,21	5,10	9,15	3,88	0,61	0,48	0,47	98,18
42	48,85	2,47	15,29	10,49		0,19	5,25	7,70	4,56	0,81	0,50	1,67	97,78

Примечание. 1, 8–13 – из колл. ГУП «Сахагеоинформ» (2015 г.), 2–7 – из колл. А. Н. Петрова и соавторов (1994 г.) [Петров и др., 1995ф]; 13–42 – из колл. В. С. Оксмана [Оксман, 2000].

В составе тяжелой фракции делювиальных осыпей возле выходов пород преобладает магнетит (до 90 %), установлены единичные зерна дистена. Наиболее высокие содержания магнетита приурочены к центральной части выходов на правом борту долины руч. Сиен, сложенных существенно тальковыми породами.

Данные по абсолютному датированию пород комплекса на территории листа отсутствуют. Для образований комплекса широко известные K-Ar датировки (655 млн лет) отвечают концу позднего рифея и получены по габброамфиболитам Уяндинского(?) блока (Калгынский петротипический массив). Близкие значения (620 млн лет) приводятся для тех же габброамфиболитов и по результатам Rb-Sr определений [Геохронология … , 1973]. Позднее в литературе приводились и другие данные K-Ar, Rb-Sr (723 ± 15; 602 ± 5; 544 ± 7 млн лет) и Ar-Ar (640 ± 16; 900 млн лет) определений [Магматизм … , 2009], взятые из разных источников [Гребенников и др., 1974; Лейер и др., 1993]. В 2021 г. в образце габброамфиболита Калгынского массива из коллекции А. В. Ганелина (2018 г.) в ЦИИ ВСЕГЕИ была получена U-Pb SHRIMP конкордантная дата 594,8 ± 3,4 млн лет (А. В. Ганелин письменное сообщение, 2021 г.). Разброс значений возраста отдельных зерен (16 замеров) – от 623,± 4,2 до 571,6 ± 4,3 млн лет, что отвечает пограничному интервалу позднего рифея – венда.

Более молодые даты для образований Калгынского массива (лист R-54) и Мунилканского фрагмента (лист Q-54), полученные теми же методами (кроме уран-свицового), отражают, по мнению большинства исследователей, последующие этапы метаморфизма [Оксман и др., 1994; Урзов и др., 2001ф]. Важным фактором, подтверждающим докембрийский (или, по крайней мере, раннекембрийский) возраст этих образований на территории листа Q-55, может считаться появление продуктов их разрушения – офиолитокластитов в осадочных образованиях, относимых к среднему–верхнему кембрию (офиолитокластитовая толща на р. Рассоха [Кропачев и др., 1987; Шпикерман и др., 1988]). Возраст комплекса, на основании приведенных данных и в соответствии с материалами Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002], принимается позднерифейским. Еще одним косвенным фактом, подтверждающим проявление магматической активности в позднем рифее на рассматриваемой территории может служить еще и определенный U-Pb возраст (841 ± 10 млн лет) «захваченных» цирконов из позднеюрских диоритов Сугунского массива (сугунский комплекс).

Большинство исследователей до настоящего времени считает, что образования калгынского комплекса сформировались на наиболее раннем этапе геосинклинального развития и представляют собой фрагменты коры океанического типа, выведенные на поверхность по зонам глубинных разломов древнего заложения. Отчасти это подтверждается устойчивыми концентрациями редких земель в составе пород. Нужно отметить, что имеются и другие научно обоснованные точки зрения на генезис этих ультраосновных пород [Трунилина и др., 2012].

В связи с породами комплекса предшественниками рассматривалось оруденение золоторудной лиственитовой формации [Петров и др., 1995ф]. Учитывая имеющиеся данные тех же авторов о повышенных содержаниях (г/т) платины (до 0,025) и палладия (до 0,013) в ряде проб [Петров и др., 1995ф], а также данные по содержаниям хрома и никеля, в качестве перспективной может рассматриваться и хром-платиновая рудная формация. Среди геологических образований на руч. Сиен теми же авторами [Петров и др., 1995ф] установлены и различные поделочные разности пород нефритоидного облика

высоких художественных свойств. Широкое распространение талька, в том числе и благородного, в виде мономинеральных жил (верхнее течение руч. Волчок) и тальковых залежей (руч. Сиен) позволяет рассматривать перспективы на выявление его промышленно значимых залежей (тальковая (апогипербазитовая) рудная формация). Ранее на геологических картах эти проявления тальковой минерализации связывались исключительно со скарнами [Карта Пи … , 1979; Государственная (Саыр) … , 1981], что скорее всего ошибочно, поскольку в составе вмещающих карбонатных пород практически отсутствуют доломиты, которые могли бы служить источником магния.

ОРДОВИКСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Булкутский трахит-трахибазальтовый осадочно-вулканогенный комплекс (τ;μ;τβO_3*bl*) (по р. Булкут) под собственным географическим названием выделен А. П. Шпетным [Магматизм … , 1981] по материалам В. М. Мерзлякова и соавторов [Мерзляков и др., 1973]. Для среднемасштабного картирования в применении к собственно субвулканическим образованиям и в соответствии с требованиями ПК [Петрографический … , 2009] повторно в качестве вулканического комплекса охарактеризован Е. В. Афанасьевой [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф] по материалам тех же авторов [Мерзляков, 1966, 1971; Мерзляков и др., 1973; Лычагин и др., 1989]. Стратифицированные образования комплекса (булкутская свита и сереченская толща) описаны в гл. «Стратиграфия». Субвулканические тела комплекса представлены одиночными дайками трахитов (τ), монцонитов (μ) и трахибазальтов (τβ), залегающими в лавах и туфах булкутской свиты. Мощность даек от 2–3 до 30–40 м, при протяженности до 3–3,5 км, простирание совпадает с простиранием стратифицированных образований комплекса, контактовые изменения вмещающих пород проявлены незначительно. В некоторых публикациях вулканиты булкутского комплекса выделены в Рассошинский вулканический пояс [Петров и др., 2015], а ранее в структурном отношении рассматривались также в составе Булкутской палеорифтовой зоны [Сурнин, 1980]. По формационной принадлежности породы комплекса наиболее близки к формации калиевых базальтов – трахитов [Магматические … , 1979].

Трахиты – темно-красные или серые порфировые породы с трахитовой или микропойкилитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом, шахматным альбитом и калинатровым полевым шпатом, в сумме составляют 25–30 % объема пород. Присутствуют (%) хлорит (до 10) и рудный минерал (до 3–5) [Мерзляков и др., 1973].

Монцониты – темные, зеленовато-серые средне- и крупнозернистые породы. Они состоят (%) из основного слабозонального плагиоклаза (50–70), роговой обманки (20–25), калинатрового полевого шпата (5–15), клинопироксена (до 10) и биотита (до 5–8). Структура пород призматически-зернистая, с элементами монцонитовой и офитовой. Первичные минералы замещены альбитом, хлоритом, карбонатом, серицитом [Мерзляков и др., 1987а,ф].

Базальты, трахибазальты, андезибазальты, трахиандезиты образуют лавы в составе булкутской свиты и представляют собой породы порфирового облика с фенокристаллами (20–50 %) плагиоклазов и пироксена. Основная масса имеет витрофировую или гиалопилитовую структуру.

Химический состав (табл. 4) пород булкутского комплекса (с учетом вулканических пород в составе булкутской свиты и сереченской толщи) характеризуется калиево-натриевым типом щелочности, преимущественно высокой глиноземистостью (до 19,61 %) и низкими содержаниями TiO_2. Все разновидности пород – высококалиевые. На диаграмме TAS основная доля пород располагается в поле трахиандезибазальтов, меньшие количества анализов – в полях трахибазальтов и трахиандезитов, редко – трахитов и пород щелочного ряда. На диаграмме (Na + K) / Ca – A_c породы четко отвечают основному щелочно-базальтовому петрохимическому тренду. Основные элементы-примеси в породах – Ni, Cr, Co, V, Cu [Колодезников и др., 1980].

Таблица 4

Химический состав пород булкутского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	45,34	0,80	17,36	4,33	5,20	0,22	7,85	7,60	2,80	2,12	0,23	6,04	99,89
2	46,82	0,80	19,34	2,37	7,44	0,27	8,12	3,99	2,66	2,50	0,07	4,80	99,18
3	48.51	0,70	16,18	5,75	5,88	0,28	7,11	10,16	3,65	1,55	0,42	–	100,19
4	51,20	1,07	18,44	3,42	7,54	0,19	5,33	4,79	4,48	2,99	0,46	–	99,91
5	51,44	1,06	19,61	2,05	5,20	0,10	2,66	5,32	3,92	4,00	0,92	3,90	100,18
6	51,81	0,93	18,53	9,31		–	6,81	5,70	3,84	2,90	0,27	–	100,10
7	60,82	0,71	15,73	1,26	6,37	0,05	2,84	1,04	5,10	3,56	0,14	2,20	98,92
8	64,80	0,41	15,10	3,82	1,44	0,02	1,62	0,34	2,70	8,80	0,10	–	99,15

Примечание. 1–5 – трахибазальты, 6 – монцодиориты, 7 – трахиандезиты, 8 – трахиты. 1, 2, 5, 7 [Мерзляков, 1967], 3, 4, 8 [Сурнин, 1980], 6 [Лычагин и др., 1989].

Данные по абсолютному датированию пород комплекса отсутствуют. Образования комагматичны и сходны по химизму с туфами и лавами в булкутской свите и сереченской толще, что и определяет их позднеордовикский возраст [Карта магматических … , 1990]. На ордовикский возраст указывают и находки обломков подобных монцонитов в базальных конгломератах гайской свиты нижнего девона, перекрывающей булкутскую свиту [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Также косвенным подтверждением проявления на рассматриваемой территории магматической активности в конце ордовика могут служить и полученные данные о возрасте «захваченных» цирконов (446,5 ± 6,0 млн лет) в риодацитах неогенового ураса-хаинского комплекса. В качестве петротипической местности для комплекса может рассматриваться левобережье р. Сереченн, где наряду с вулканическими породами в составе булкутской свиты известны дайки монцонитов.

С вулканитами булкутского комплекса связано стратиформное медное (формация медистых песчаников) и полиметаллическое оруденение.

СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

До последнего времени проявления силурийской магматической активности на территории листа не отмечались. Объемы магматических пород этого возраста не территории листа незначительны, но они имеют важное значение как индикаторы геодинамической истории региона в целом.

Трюлиньинский граносиенит-порфировый гипабиссальный комплекс ($\gamma\xi\pi S_{tr}$) выделяется впервые по материалам ГДП-200 [Сычев, Лебедева и др., 2020; Сычев, Худолей и др., 2020; Казакова, Сычев 2019ф]. Комплекс представлен Трюлиньинским массивом (петротип) и Левобулкутским штоком, состоящих в основном из граносиенит-порфиров ($\gamma\xi\pi$), переходящих, местами, в более кислые разности до умереннощелочных и щелочных гранит-порфиров. В краевой части Трюлиньинского массива отмечены монцодиорит-порфириты, возможно, представляющие породы более ранней фазы. Гранитоиды комплекса относятся к гранит-граносиенитовой формации.

Основанием для выделения комплекса являются специфика возраста и состава гранитоидов и их структурно-тектонической позиции. Оба интрузивных тела комплекса находятся в пределах Булкутской СФЗ (10.5) Рассошинской СФО (10), оба прорывают нижне- среднеордовикские отложения иченской толщи.

Ранее петротипический Трюлиньинский массив относился к комплексу раннемеловых гранитов, гранодиоритов [Государственная …, 1986а, 1986г], позднее к комплексу субвулканических образований риолитов и гранит-порфиров поздней юры [Геологическая … , 1989]. Массив расположен на левобережье среднего течения р. Булкут, в среднем течении ее притока – р. Трюлиньи. Интрузив имеет в плане округлую форму с размерами 2,5 × 3 км, резкие магматические контакты с песчаниками, алевролитами, аргиллитами нижне- среднеордовикской иченской толщи. Северный и северо-восточные контакты массива с известняками нижнего девона – тектонические. Граносиенит-порфиры Трюлиньинского массива пересечены кварцевыми жилами большой мощности, вблизи тектонического контакта с нижнедевонскими известняками серицитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, насыщены тонкими кубическими зернами пирита. В сульфидизированных гранитах установлены повышенные концентрации золота (до 0,015 г/т). Примыкающие по разлому известняки нижнего девона рассланцованы, мраморизованы.

Левобулкутский шток размером 1 × 0,5 км имеет вытянутую форму, сложен измененными умереннощелочными гранит-порфирами.

Граносиенит-порфиры – серые, розовато-серые, зеленовато-серые мелкозернистые массивные породы с резко порфировидной структурой. Вкрапленники представлены ортоклаз-пертитом, плагиоклазом № 20–35, хлоритизированным биотитом. Основная масса имеет мелкозернистую микрогранитовую структуру, сложена (%): альбитом, олигоклазом (35–40), ортоклазом (10–15), кварцем (до 15–20), биотитом (2–5), роговой обманкой (10–11), ильменитом,

магнетитом, титаномагнетитом, апатитом, титанитом, цирконом. Вторичные изменения – альбитизация, хлоритизация темноцветных минералов и серицитизация плагиоклаза, лейкоксенизации ильменита [Сычев, Лебедева и др., 2020].

В умереннощелочных гранит-порфирах среди порфировых вкрапленников, кроме калиевого полевого шпата и плагиоклаза, наблюдается кварц, в основной массе породы содержание кварца возрастает до 35 %.

Химический состав гипабиссальных пород трюлиньинского комплекса, приведенный в табл. 5 [Казакова, Сычев, 2019ф], довольно специфичен. Они принадлежат к умереннощелочному ряду с натриевым типом щелочности, высоко- и весьма высокоглиноземистым (al' = 1,2–4,4). По значениям щелочно-известковистого индекса (MALI) породы комплекса соответствуют известково-щелочным и щелочно-известковистым гранитоидам, по значениям коэффициента железистости относятся к магнезиальным гранитоидам. На диаграммах [Frost et al, 2001] точки составов пород трюлиньинского комплекса попадают в поля высоглиноземистых S-гранитов. Для трюлиньинских гранитоидов характерны пониженные содержания CaO, Rb, Nb, Zr, Y и повышенные Na_2O, K_2O, Al_2O, P_2O_5, Sr, Ba. На спайдер-диаграммах отличаются дифференцированными спектрами РЗЭ с отсутствием европиевой аномалии.

Таблица 5

Химический состав горных пород трюлиньинского комплекса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	52,5	62,2	67,5	67,8	68,3	68,5	69,8
TiO_2	0,64	0,3	0,25	0,26	0,28	0,28	0,25
Al_2O_3	18,2	16,8	15,6	16	16,1	15,9	15,5
Fe_2O_3	3,01	2	0,46	0,95	0,5	0,85	0,79
FeO	6,18	3,51	1,68	1,61	1,83	1,97	1,47
MnO	0,19	0,22	0,051	0,066	0,046	0,064	0,023
MgO	5,8	3,71	3,68	1,05	1,32	1,21	1,21
CaO	1,42	0,86	0,77	1,42	0,58	0,84	0,6
Na_2O	5,02	6,23	5,42	4,54	5,3	5,28	5,93
K_2O	2,68	1,98	2,84	4,07	4,74	3,6	3,45
P_2O_5	0,37	0,13	0,12	0,12	0,14	0,12	0,13
ппп	3,72	2,02	1,54	2,2	1,01	1,38	0,96
Сумма	99,73	99,96	99,91	100,09	100,15	99,99	100,11
Микроэлементный состав пород комплекса, ppm							
La	23,4	25,2	13,3	17	18,2	17,6	15,5
Ce	49,8	45,2	27,2	31,6	33,5	32,7	28,7
Pr	6,46	4,93	3,39	3,49	3,86	3,71	2,92
Nd	28,3	19,2	13,3	14,4	14,7	14,8	10,8
Sm	6,61	3,72	2,47	2,8	2,82	2,91	1,91

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
Eu	2,47	1,35	0,8	0,92	0,82	0,86	0,53
Gd	6,59	3,56	2,3	2,33	2,37	2,27	1,3
Tb	0,83	0,45	0,32	0,28	0,29	0,29	0,16
Dy	4,62	2,38	1,71	1,7	1,53	1,54	0,8
Ho	0,95	0,45	0,31	0,31	0,28	0,3	0,14
Er	2,33	1,19	0,88	0,89	0,67	0,71	0,39
Tm	0,33	0,18	0,14	0,13	0,12	0,11	0,072
Yb	2,36	1,24	0,9	0,98	0,98	1,03	0,5
Lu	0,36	0,19	0,16	0,15	0,17	0,16	0,11
V	139	66,8	40,6	37,8	36	41	35,6
Cr	10,4	14,9	12,7	11,2	12,2	10,8	37,7
Ni	8,72	7,63	2,94	3,24	1,5	4,31	14,3
Rb	66,5	65,8	63,9	94,5	77,2	70,3	52,4
Sr	199	173	132	142	63,8	200	36,1
Y	27,2	13	9,78	9,25	8,51	9	4,39
Zr	95,1	133	94,9	108	110	111	104
Nb	6,74	7,46	5,88	5,93	5,91	6,56	6,08
Ba	702	462	639	759	712	1060	812
Hf	2,7	3,63	2,55	2,93	3,21	3,01	3,04
Ta	0,39	0,61	0,41	0,53	0,51	0,54	0,51
Pb	4,27	14,7	9,99	6,75	5,16	6,12	3,29
Th	4,22	6,07	5,01	5,08	5	5,18	4,85
U	5,26	3,27	2,21	2,46	2,4	2,72	3,2
Au	<,002	<,002	<,002	0,0025	<,002	<,002	<,002
As	1,29	0,8	3,27	<0,5	<0,5	<0,5	1,08
Sc	7,51	3,34	3,04	2,81	2,9	2,93	2,29
Co	16,3	10,4	3,44	4,17	3,71	4,39	3,81
Cu	92	13,2	7,06	3,16	4,54	4,97	66,2
Zn	250	144	47	56,1	46,9	59,1	32,2
Ag	0,047	0,089	0,07	0,019	0,013	0,026	0,02
Be	5,17	1,77	1,32	1,76	1,56	1,84	1,39
Ga	46,2	31,2	16,7	19,5	18,2	19,4	16,6
Mo	1,11	1,14	2,88	1,8	1,75	1,85	3,38
Sn	2,03	1,81	1,54	1,54	1,5	1,73	1,45
W	3,03	0,8	0,63	0,68	0,51	0,76	<0,5

Примечание. 1 – монцодиорит-порфирит, 2–4 – граносиенит-порфиры, 5–7 – умеренно-щелочные гранит-порфиры, 1–6 – Трюлиньинский массив, 7 – Левобулкутский шток. Вся кол. С. Н. Сычева, 2018 г.

По своим основным петрохимическим и геохимическим характеристикам трюлиньинские гранитоиды более всего отвечают гранитам S-типа. Однако некоторые показатели (высокая магнезиальность, низкое калиево-натриевое

отношение, отсутствие европиевого минимума и др.) близки к показателям гранитов толеитового ряда. Выполненный Д. Н. Ремизовым (письменное сообщение, 2021 г.) анализ распределения редкоземельных (РЗЭ) и редких элементов в породах комплекса (рис. 10, 11) указывает на то, что рассматриваемые гранитоиды, вероятнее всего, имеют коллизионную природу и формировались при практически полном (обр. 1) переплавлении исходного субстрата из магматических пород средне- основного состава (в нашем случае граувакк иченской толщи).

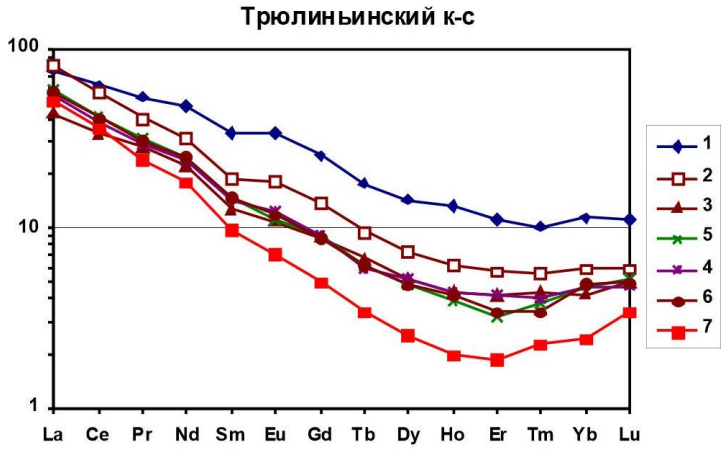


Рис. 10. Хондрит-норализованные спектры РЗЭ пород трюлиньинского комплекса (табл. 5).

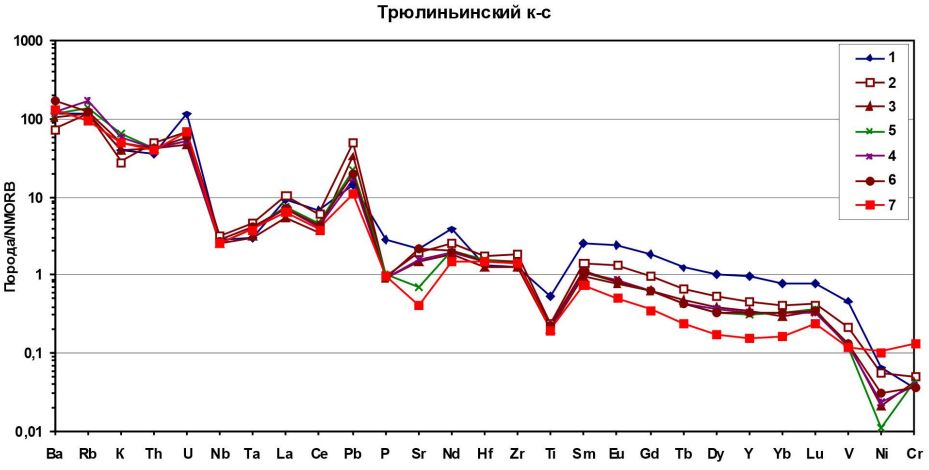


Рис. 11. Мультиэлементные спектры пород трюлиньинского комплекса (табл. 5).

Возраст трюлиньинского комплекса принят силурийским на основании радиоизотопных датировок и не противоречит геологическим наблюдениям.

Конкордантный U-Pb возраст пород, полученный в изотопном центре ВСЕГЕИ методом SIMS по цирконам, для граносиенит-порфиров Трюлиньинского штока составляет 440 ± 2 млн лет, а Левобулкутского штока – 428,9 ± 4,3 млн лет (кол. С. Н. Сычева, О. Ю. Лебедевой, 2018 г.) [Сычев С. Н., Худолей и др., 2020].

Таблица 6

Химический состав галек магматических пород в составе гармычанской толщи, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	66,36	0,42	12,49	1,57	3,02	0,05	4,13	5,75	1,18	4,99	0,13	0,00	100,09
2	48,88	1,21	18,30	3,63	5,53	0,10	9,11	10,32	2,30	0,26	0,00	0,00	99,64
3	32,62	1,93	21,62	2,77	9,21	0,19	25,59	2,26	2,16	0,90	0,34	0,00	99,59

Примечание. Все пробы из коллекции ГУП «Сахагеоинформ» (2015 г.).

Косвенными указаниями на силурийскую магматическую активность служат единичные пржидольские (422 ± 4 млн лет) и лландоверийские (440,7 ± 3,6 млн лет) датировки обломочных («захваченных») магматических цирконов в позднеюрских долеритах небольшого штока в среднем течении р. Эйемю (правый приток р. Мома) и из одновозрастного долеритового силла в нижнем течении р. Солонья (левый приток р. Кынгарайдах, правобережнего бассейна р. Мома). В верхнем течении р. Калгар и на ее междуречье с р. Эселях в пестроцветных конгломератах гармычанской толщи верхнего силура установлены многочисленные гальки магматических пород, в том числе ультраосновных. В наименее измененных разностях галек в шлифах диагностированы долериты, габбродолериты и оливиновые базальты (меймечиты?). Химический состав галек представлен в табл. 6. По данным С. Н. Сычева [Казакова, Сычев, 2019ф], возрастной спектр детритовых цирконов в гармычанской толще характеризуется ярким пиком с модой 430 млн лет.

ДЕВОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Увязкинский базальт-трахириолитовый осадочно-вулканогенный комплекс ($\tau\lambda\xi,\tau\lambda D_{1\text{-}2}uv$) (по р. Увязка – правому притоку р. Зырянка) выделен в Яно-Индигирской СЛ-200/2 [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф] по материалам ГСР-200 [Ремизов и др., 1974ф; Сурмилова и др., 1979ф] А. А. Сурнина [Сурнин, 1980], В. М. Мерзлякова и соавторов [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Стратифицированные образования комплекса (увязкинская свита) описаны в главе Стратиграфия. Субвулканические породы комплекса слагают пластообразные тела и дайки трахириолитов ($\tau\lambda$), трахидацитов и трахириодацитов ($\tau\lambda\zeta$) размерами до 6 км^2. В долине р. Булкут присутствуют субпластовые комагматичные дайки трахириолитов, прорывающие лавы и туфы основного и кислого состава увязкинской свиты. Характерно практически полное отсутствие пород среднего состава. Базальтовые покровы в составе увязкинской свиты и кислые субвулканические тела связываются с единым

очагом и отвечают формации натриевых базальтов – риолитов (устар. – спилит-кератофировая). При этом собственно базальты ранее рассматривались и как представители самостоятельной формации натриевых базальтов (спилит-диабазовая формация) [Савосина и др., 1976]).

Субвулканический шток на левобережье р. Булкут, по данным Е. П. Сурмиловой, сложен триахириолитами, имеет неправильную, слегка вытянутую к северо-западу форму. Его контакты с вмещающими породами крутые (60–70°), с падением к центру тела, юго-западный контакт срезан разломом. В эндоконтактовых зонах мощностью 2–3 м развиты автомагматические брекчии, наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород. В центральной части шток сложен порфировыми трахириолитами, в краевых частях наблюдаются их афировые разновидности. Субвулканический шток в верхнем течении р. Увязка, по данным Н. Н. Ремизова [Ремизов и др., 1974ф], сложен трахириодацитами, а по данным А. А. Сурнина [Сурнин, 1980] – трахидацитами и трахитами.

Трахидациты и *трахириодациты* – массивные порфировые породы с трахитоидной основной массой и вкрапленниками (8–10 %) альбитизированного плагиоклаза с антипертитами калишпата. Основная масса сложена альбитом, реже калишпатом, кварцем и псевдоморфозами хлорита по цветному минералу.

Трахириолиты – кремово-серые и зеленовато-серые массивные породы, часто с вкрапленниками (до 30 %) калинатрового полевого шпата и темно-серого, часто оплавленного кварца, погруженными в полевошпатокварцевый базис с микропойкилитовой или фельзитовой структурой. В основной массе часто встречаются мелкие чешуйки сильно железистого биотита и тонкораспыленная рудная примесь.

В составе лавовых потоков среди отложений увязкинской свиты наряду с вышеописанными породами существенную роль играют трахибазальты и базальты, редко отмечаются породы трахиандезитового состава.

Химический состав (табл. 7) пород увязкинского комплекса (с учетом вулканических пород в составе увязкинской свиты) характеризуется преимущественно натриевым (реже калиево-натриевым) типом основных пород и калиево-натриевым (редко натриевым или калиевым) – кислых пород. Основные породы – низкокалиевые, кислые и средние – высоко- и умереннокалиевые. На диаграмме TAS основная доля вулканических пород, слагающих лавы в увязкинской свите, располагается в поле трахибазальтов, породы, слагающие собственно субвулканические тела отвечают трахидацитам и трахириодацитам. На диаграмме $(Na + K) / Ca - A_c$ породы практически совпадают с основным щелочно-базальтовым петрохимическим трендом. Основные элементы-примеси в породах – Ni, Cr, Co, V, Cu, причем их содержания в несколько раз выше, чем в породах булкутского комплекса [Колодезников и др., 1980]. Существенная доля пород с калиево-натриевым типом щелочности отличает комплекс от типичных представителей формации натриевых базальтов – риолитов, в которых для всех членов характерен исключительно натриевый тип щелочности [Магматические … , 1979].

Таблица 7

Химический состав пород увязкинского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	42,58	1,94	15,55	4,16	8,83	0,15	10,23	7,47	2,80	0,31	0,29	5,48	99,79
2	45,09	1,00	15,33	2,82	6,84	0,10	9,64	9,77	2,23	1,84	–	4,82	99,48
3	49,65	1,24	16,49	4,30	6,66	0,15	6,76	8,93	5,32	0,11	0,12	–	99,73
4	51,20	1,54	15,93	5,51	5,69	0,19	5,20	8,46	5,90	0,29	0,25	–	100,16
5	59,78	0,51	17,79	1,24	4,67	0,05	2,21	1,68	5,70	3,49	0,09	2,88	100,09
7	64,68	0,35	15,52	3,25	1,48	0,82	0,71	3,15	4,76	5,37	н/о	–	100,09
8	65,72	0,41	16,86	2,25	2,93	0,01	1,31	0,53	3,63	6,18	0,05	–	99,88
9	65,92	0,38	15,47	0,72	4,09	–	1,57	1,03	6,70	1,98	0,09	2,14	99,67
10	66,89	0,34	15,25	0,52	0,93	–	0,22	3,11	4,69	5,32	0,04	2,10	99,41
11	67,91	0,34	14,15	2,98	0,57	0,18	0,72	1,37	3,51	6,62	н/о	–	98,35
12	69,25	0,40	15,21	0,55	2,95	0,05	0,54	0,96	5,51	3,64	0,10	0,81	99,97
13	71,76	0,32	13,42	0,58	1,93	0,06	0,40	0,28	0,14	9,69	0,05	0,86	99,34
14	72,25	0,28	13,64	0,79	2,38	0,04	1,05	0,28	4,33	3,28	0,05	1,30	99,51

Примечание. 1, 2 – базальты, 3, 4 – трахибазальты, 5 – трахиандезит, 7, 10 – трахиты, 8, 9 – трахидациты, 11–13 – трахириодациты, 14 – риодацит. 1, 2, 9, 10, 13, 14 [Сурмилова и др., 1979ф], 3, 4, 7–8,11[Сурнин, 1980], 5,12 [Ремизов и др., 1974ф].

Субвулканические тела и дайки комагматичны лавам и туфам увязкинской свиты, возраст комплекса принимается в интервале эмса–эйфеля. Этот возраст подтверждается изотопным U-Pb датированием. Конкордантный возраст цирконов из трахитов, полученный U-Pb SHRIMP методом, составляет 395 ± 2,9 млн лет [Прокопьев и др., 2007], что соответствует окончанию эмса. В качестве петротипической местности может рассматриваться левобережье р. Булкут, где наряду с вулканическими породами в разрезе увязкинской свиты расположены шток и дайки трахириолитов.

Отчетливо выраженной металлогенической специализации комплекс не имеет. В миндалекаменных базальтах увязкинской свиты В.И. Шпикерманом (1984 г.) отмечены обломки медной руды, содержащей до 30,6 % меди, 25 г/т серебра и 0,07 % мышьяка [Мерзляков и др., 1987а,ф].

Верхнеувязкинский пикрит-габбродолеритовый гипабиссальный комплекс (ω,νβ$D_{1\text{-}2}$*vu*) (по верховьям р. Увязка) выделен под сбственным названием в Яно-Индигирской легенде ГК-200/2 [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф] как перидотит-габбровый*, по материалам ГСР-200 [Ремизов и др., 1974ф; Сурмилова и др., 1979ф], А. К. Савосиной, Л. М. Натапова и соавторов [Савосина и др.; 1976; Натапов и др., 1977], А. А. Сурнина [Сурнин, 1980], В. М. Мерзлякова и соавторов [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Гипабис-

* Название изменено на основании ПК, поскольку комплекс гипабиссальный.

сальные образования (дайки и малые тела) комплекса от верховий р. Увязка в направлении на юго-восток по левобережью р. Булкут группируются в Агынджинскую дайковую серию [Геологическая … , 1986], ассоциируют с эффузивами и субвулканическими телами увязкинского базальт-трахириолитового осадочно-вулканогенного комплекса. Породы основного состава комплекса наиболее близки к габбродолеритовой формации натриевого или калиево-натриевого типа, при этом доля калиево-натриевых разностей пород не превышает 30 %.

Описание пород комплекса приведено по данным П. П. Лычагина [Мерзляков и др., 1987а,ф].

Долериты и габбродолериты (νβ) – серые и зеленовато-серые от мелко- до крупнозернистых офитовой, поикилоофитовой, редко габбровой структуры. Почти во всех случаях присутствует девитрифицированное стекло, что обусловливает наличие переходных разностей к базальтам. Минеральный состав: незональный или слабозональный лабрадор, или лабрадор-битовнит (40–60 %), клинопироксен (40–65 %) и рудный минерал (до 5–8 %). Вариации минерального состава определяют наличие лейко-, мезо- и меланократовых разностей. Вторичные изменения – хлоритизация и карбонатизация.

Пикриты (ω) – черные с зеленоватым оттенком массивные породы, на 40–50 % образованы изометричными, округлыми идиоморфными кристаллами оливина размером до 1–1,5 мм, полностью замещенного петельчатым агрегатом серпентина, иногда тальком. Присутствует клинопироксен (10–20 %), образующий ксеноморфные зерна размером до 2 мм. Устанавливаются реликты пойкилоофитовой структуры с участием сильно измененного плагиоклаза. От 10 до 15 % в интерстициях оливина пироксена и плагиоклаза занимает девитрифицированное стекло, бурая роговая обманка, биотит и рудный минерал.

По химическому составу (табл. 8) на диаграмме TAS основная масса пород отвечает ультраосновным, реже – монцогаббро и габбро. Ультраосновные породы близки по составу к пикритам, верлитам и клинопироксенитам. Породы в основном низко-, реже умереннокалиевые, характеризуются преимущественно натриевым, реже калиево-натриевым типом щелочности, причем среди пород основного состава явно преобладают натриевые разности (шесть из семи проб, макс. Na_2O/K_2O до 9,66), а в ультраосновных их только чуть более половины (четыре пробы из семи, макс. Na_2O/K_2O до 23,3).

Данные абсолютного датирования по породам комплекса отсутствуют. Дайки и субпластовые тела локализованы только в поле развития увязкинской свиты. Возраст комплекса определяется как ранне-среднедевонский по геологическому положению и ассоциации с увязкинским базальт-трахириолитовым комплексом. В качестве петротипической местности для комплекса может рассматриваться верхнее течение р. Увязка, где известны дайки габбродолеритов и линзовидные тела пикритов.

Отчетливой металлогенической специализации породы комплекса не имеют.

Породы увязкинского базальт-трахириолитового и верхнеувязкинского перидотит-габбрового комплексов в соответствии с положениями ПК [Петро-

графический … , 2009] могут рассматриваться в составе единой увязкинской вулкано-плутонической ассоциации.

Таблица 8

Химический состав пород верхнеувязкинского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	38,62	0,41	7,14	3,94	7,97	0,13	27,55	3,90	0,19	0,10	–	9,95	99,90
2	39,03	0,49	7,35	3,81	7,90	0,18	25,44	4,80	0,72	0,10	0,06	9,53	99,41
3	42,60	0,35	8,40	4,62	8,61	0,40	29,04	5,72	0,17	0,14	0,01	н/д	100,06
4	42,69	0,78	17,51	2,48	6,64	0,12	10,82	9,83	2,80	0,12	0,07	6,30	100,16
5	42,71	2,86	13,37	8,56	5,97	0,25	14,02	8,94	2,73	0,25	0,67	н/д	100,33
6	44,34	0,91	12,69	3,07	8,98	0,13	14,68	6,69	1,42	0,34	–	6,26	98,65
7	44,57	1,12	16,14	3,00	8,60	0,21	11,17	5,63	3,04	0,86	0,20	5,78	99,34
8	45,06	1,20	13,03	2,58	8,23	0,20	10,13	12,94	1,18	0,24	0,14	5,10	99,27
9	45.81	1.09	16.80	1.64	8.66	0.13	8.15	10.95	2.77	0.72	0.06	3,88	100,66
10	45,90	0,91	17,54	2,15	7,61	0,17	9,10	8,14	3,25	0,72	0,13	4,52	99,46
11	47,10	1.79	17,08	5.98	3.66	0.11	10.96	9.63	2.80	0.29	0.28	н/д	99,68
12	47,11	1,23	15,47	8,33	1,23	0,18	8,50	6,04	3,64	1,34	0,16	4,35	98,66
13	48,82	0.82	15,51	1.10	6.55	0.24	12.74	11.86	1.79	0.29	0.19	0,31	100,22
14	49,76	2.34	16,97	0,31	10,21	0.08	7,18	7,80	4,86	0,38	0.31	н/д	100,20

Примечание. 1, 2, 4, 6–8,10–12 [Натапов и др., 1977], 3, 5, 11, 14 [Сурнин, 1980], 9 [Сидяченко и др., 1975ф], 13 [Ремизов и др., 1974ф].

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Хоппыт-юряхский (среднекыллахский) габбро-плагиогранитовый плутонический комплекс (pγC_1*hp*) (по р. Хаппыт-Юрях, правому притоку р. Кыллах) выделен при подготовке Колымской СЛ-200/2 [Легенда … , 1999б] по материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф], Г. А. Гринберга и соавторов [Тектоника … , 1981], П. П. Лычагина и соавторов [Лычагин и др., 1989]. Образования комплекса развиты в верхнем течении р. Кыллах среди образований кенкельдинской и хоппытюряхской свит и представлены небольшими по площади многочисленными согласными и секущими телами плагиогранитов (pγ) с нерасчлененными диоритами и габбродиоритами (габбро-плагиогранитовая формация). Описание состава пород комплекса приведено по материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф, 1980ф].

Плагиограниты представляют собой светло-серые до серых, крупно- и средне-зернистые породы, состоящие (%) из кислого плагиоклаза (55–60), кварца (35–40) и биотита (1–5), реже встречаются калиевый полевой шпат и роговая обманка. Из акцессорных минералов присутствует сфен, апатит

и рудный минерал. Структура пород большей частью катакластическая, реже бласто-гипидиоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая.

Диориты зеленовато-серые среднезернистые массивные породы, состоящие (%) из плагиоклаза (45–60), роговой обманки (25–30), пироксена и биотита (по 1–5), рудного минерала (1–3) и кварца (до 2). Акцессорные минералы представлены сфеном и апатитом. Структура гипидиоморфнозернистая, реже субофитовая. Плагиоклаз (андезин № 35–40) образует идиоморфные таблитчатые кристаллы, часто альбитизированные и почти нацело замещенные соссюритом.

Габбродиориты отличаются от диоритов большим содержанием темноцветных, представленных (%) хлоритизированной зеленой роговой обманкой (25–30) и рудными минералами (5–7). Составляющий основную массу плагиоклаз (60–70 %) альбитизирован и частично почти нацело соссюритизирован.

По химическому составу (табл. 9) породы комплекса соответствуют преимущественно низкокалиевым, редко – умереннокалиевым, с ярко выраженным натриевым типом щелочности (макс. Na_2O/K_2O до 32,53). Редко отмечаются гранодиориты с повышенной щелочностью (до 7,37 % $Na_2O + K_2O$). На диаграмме TAS плагиограниты с содержанием кремнезема более 70 % располагаются в полях лейкогранитов, низкощелочных лейкогранитов и гранитов, породы с содержанием кремнезема менее 70 % попадают в поля гранодиоритов и кварцевых диоритов, в том числе и их низкощелочных разностей. Отдельные пробы уверенно отвечают составу габбродиорита.

Таблица 9

Химический состав горных пород хоппыт-юряхского комплекса

№ п/п	1	2	3*	4*	5	6	7	8	9
SiO_2	77,25	74,70	73,60	73,10	71,64	67,30	64,69	62,97	53,58
TiO_2	0,14	0,21	0,20	0,34	0,49	1,49	1,06	0,55	1,03
Al_2O_3	12,30	12,26	13,90	13,60	13,87	15,00	16,13	16,19	20,94
Fe_2O_3	0,57	0,19	1,01	0,48	0,92	1,07	2,20	2,04	3,50
FeO	1,28	2,76	1,42	0,78	3,11	3,69	4,21	2,76	4,34
MnO	0,03	0,06	0,07	0,02	0,10	0,10	0,14	0,10	0,18
MgO	0,44	0,51	0,82	0,70	1,21	1,88	1,80	2,01	2,14
CaO	0,87	2,37	1,20	4,59	2,70	4,18	2,62	4,74	8,64
Na_2O	4,36	4,70	5,42	4,88	3,94	3,69	6,51	3,68	3,28
K_2O	1,67	1,34	0,81	0,15	1,55	0,23	0,31	2,12	0,63
P_2O_5	0,12	0,08	0,07	0,07	0,16	0,16	0,44	0,22	0,23
ппп	0	0,72	1,33	1,45	0	0	0	2,53	0
Сумма	100,03	101,90	99,85	100,16	104,69	104,79	107,11	107,91	107,49
Микроэлементный состав пород комплекса, ppm									
La			3,74	3,81					
Ce			9,07	12,6					
Pr			1,25	2,06					

№ п/п	1	2	3*	4*	5	6	7	8	9
Nd			5,87	10,3					
Sm			1,65	3,41					
Eu			0,56	0,65					
Gd			1,93	4,17					
Tb			0,32	0,78					
Dy			1,72	5,02					
Ho			0,38	1,15					
Er			1,11	3,41					
Tm			0,17	0,52					
Yb			1,21	3,86					
Lu			0,17	0,59					
V			16,4	23					
Cr			4,68	13,3					
Ni			–	–					
Rb			6,84	1,00					
Sr			235	54,3					
Y			10,8	33,3					
Zr			25,5	76,3					
Nb			1,23	2,54					
Ba			217	20,2					
Hf			0,97	2,65					
Ta			0,05	0,16					
Pb			–						
Th			0,62	2,19					
U			0,21	0,74					

Примечание. 1–5 – плагиограниты и биотитовые граниты(?) с повышенной долей кремнезема (лейкограниты и низкощелочные граниты), 6–8 – плагиограниты с пониженной долей кремнезема (гранодиориты и кварцевые диориты), 9 – габбродиорит. 1–2, 5–9 – лист ГК-200, Q-55-V,VI [Государственная … , 1981], 3–4 – из кол. В. М. Мерзлякова и П. П. Лычагина, 1974 г.;

* Пробы с данными U-Pb SHRIMP определений: 3 – 351 ± 3 млн лет, 4 – 350,9 ± 3,4 млн лет.

По имеющимся двум анализам редких и РЗ элементов сложно говорить о геохимическом типе гранитоидов хоппыт-юряхского комплекса. Мультиэлементные спектры противоречивы (рис. 12). По мнению Д. Н. Ремизова (письменное сообщение, 2021 г.) образец 3 близок к анатектиту, образец 4, с большей вероятностью, относится к островодужному типу. Весьма низкие отношения Rb/Sr указывают на то, что источником расплава в обоих случаях были магматические породы основного или ультраосновного состава.

Изохронный Rb-Sr возраст плагиогранитоидов комплекса определялся в 325 ± 28 млн лет (рубеж серпухова–визе) [Зайцев и др., 1982]. Одна из наиболее надежных K-Ar изохрон этих же пород отражает уровень башкирского века (316 ± 12 млн лет) с доверительными пределами от серпуховского до ка-

симовского веков включительно [Ненашев и др., 1983]. Раннекаменноугольный возраст комплекса подтверждается полученными в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb SHRIMP датировками цирконов (образцы из коллекции В. М. Мерзлякова, П. П. Лычагина, 1974 г., предоставлены В. В. Акининым) – возраст цирконов из плагиогранитов малых тел на р. Кыллах – 350,9 ± 3,4 млн лет (турне), а из близких по химсоставу гранитов на р. Кенкельды – 351 ± 3,0 млн лет (турне) (анализы 4 и 5 в табл. 9). Плагиограниты комплекса в ряде случаев прорывают и контактово метаморфизуют кенкельдинскую свиту и фаунистически хорошо охарактеризованные отложения турне–визе (хоппытская свита), а галька аналогичных плагиогранитов и диоритов отмечается уже только в конгломератах ранне-среднекаменноугольной отчегыйкудерайской свиты, что определенно указывает на раннекаменноугольный возраст комплекса (визе–серпуховий, не исключен конец турне).

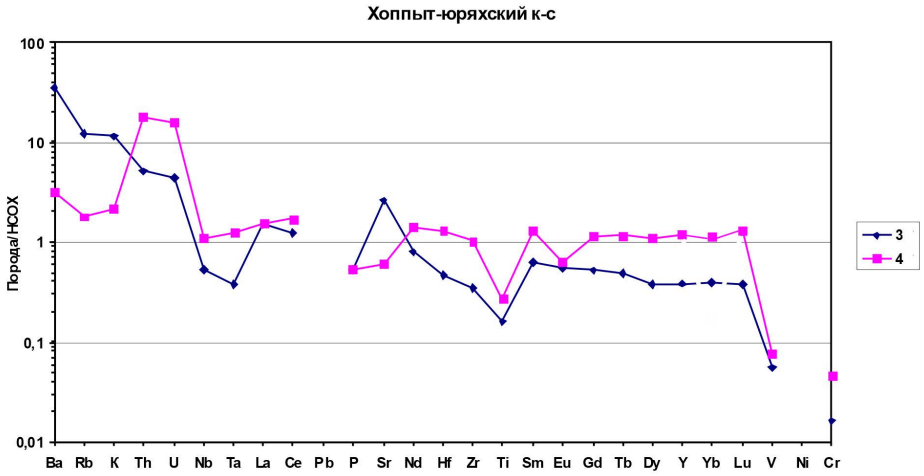


Рис. 12. Мультиэлементные спектры пород хоппыт-юряхского комплекса (табл. 9).

В качестве петротипической местности может рассматриваться нижнее течение рек Сев. Седедема и Сылгы-Юрях, где плагиограниты комплекса прорывают отложения кенкельдинской и хоппытской свит.

С интрузиями комплекса связана незначительная медная минерализация.

КАМЕННОУГОЛЬНО-ПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Тасканский долерит-габбродолеритовый комплекс (βC_1–P_2*t*) (по р. Таскан) выделен Н. Г. Маннафовым и соавторами [Маннафов и др., 1999ф]. Основные ареалы (Тасканский и Урультунский) распространения комплекса и его петротип находятся на листе P-55 [Государственная … , 2016]. На территории листа Q-55 известны только дайки комплекса, сложенные долеритами (β) (габбро-долеритовая формация [Магматические … , 1979]) и сгруппированные в Улахан-Чистайский ареал даек [Геологическая … , 1986] северо-

западного–юго-восточного простирания. Протяженность даек – до 1,5–3 км, мощность – 0,2–1 м, редко – до 2–3 м.

Долериты представляют собой зеленовато-серые рассланцованные породы. Вторичные минералы – серицит, хлорит, карбонат, лейкоксен, иногда альбит, эпидот, актинолит, кварц. В центральных частях даек иногда сохраняется реликтовая среднезернистая долеритовая структура, а в эндоконтактах и в маломощных дайках – реликтовая порфировая с микролитовой структурой основной массы [Хандожко и др., 1981ф].

Данные химанализа долеритов тасканского комплекса на территории листа немногочисленны (табл. 10), на диаграмме TAS они преимущественно располагаются в поле монцогаббродиоритов, реже – габбро и диоритов, и в целом близки к составу тел петротипической местности, отличаясь меньшей основностью, а в отдельных пробах – несколько повышенным содержанием щелочей. Породы умеренно- и высококалиевые, по типу щелочности преимущественно калиево-натриевые, отдельные пробы отвечают калиевому (средние) и натриевому (основные) типам.

Таблица 10

Химический состав пород тасканского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	55,22	0,93	18,26	0,74	6,44	0,09	4,69	5,67	1,03	3,06	0,20	3,92	100,26
2	51,43	2,34	13,86	2,89	9,58	0,12	3,60	9,12	3,45	1,05	0,40	2,23	100,07
3	51,10	2,77	14,35	4,24	8,77	0,24	4,13	5,22	3,66	2,16	0,76	2,29	99,69
4	49,00	2,47	14,55	3,62	10,56	0,21	4,75	8,31	3,54	1,29	0,40	1,40	100,10
5	47,33	1,93	15,98	0,06	4,89	0,12	4,18	9,81	5,18	0,96	0,51	8,25	99,20
6	42,08	1,71	18,19	1,19	9,27	0,03	7,61	7,23	3,15	1,15	0,31	7,59	99,51

Примечание. 1–6 – долериты: 1–3, 5 [Клочков и др., 1979ф] 4, 6 [Хандожко и др., 1981ф].

Достоверных данных по изотопному датированию пород тасканского комплекса нет. K-Ar определения по ряду тел южнее площади листа отражают триас и считаются явно омоложенными. На территории листа Q-55 дайки комплекса внедрены в отложения ордовика, силура и девона. Южнее на территории листа P-55 интрузии прорывают отложения девона, нижнего–среднего карбона, приуральского и биармийского отделов перми, не установлены в отложениях татарского отдела перми и триаса, но аналогичные породы известны в составе конгломератов средней юры [Государственная … , 2016]. На этом основании принимается раннекаменноугольно-биармийский возраст комплекса.

В дайках долеритов комплекса встречаются жилы и прожилки эпидота и тремолит-асбеста мощностью до 10 см.

Пологинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс ($\nu\beta C_3$–P_1p) (по руч. Пологий, правому притоку р. Эселях) выделен при подготовке Колымской СЛ-200/2 [Легенда, 1999б] по материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф; Государственная (Кычам-Кюель) … , 1981]. Породы комплекса в юго-восточной части Алазейского плоскогорья на правобережье руч. Пологий пред-

ставлены двумя небольшими пластовыми телами габбродолеритов (νβ) среди отложений пологской свиты. В связи с масштабом картографирования тела показаны на карте общим контуром. Кроме того, известны и другие тела, дислоцированные совместно с вмещающими их породами, из-за малых размеров которых большинство их не показано на геологической карте. Образования комплекса ближе всего отвечают габбро-долеритовой формации.

Габбродолериты – темно-серые и зеленовато-серые до темно-зеленых неравномернослоистые породы, состоящие из плагиоклаза, моноклинного пироксена и рудного минерала. Плагиоклаз образует крупные идиоморфные удлиненные и широко-таблитчатые кристаллы размером 0,5–3 мм, по периферии окаймленные альбитом. Состав плагиоклаза отвечает лабрадору № 60. Структура пород габбродолеритовая, переходящая в офитовую.

По химическому составу отвечают низкокалиевым габбро с натриевым типом щелочности (%): SiO_2 (46,22), TiO_2 (0,81), Al_2O_3 (16,46), Fe_2O_3 (6,99), FeO (0,81), MnO (0,08), MgO (10,27) CaO (8,23), Na_2O (2,14), K_2O (0,24), H_2O (3,62), P_2O_5 (0,15), SO_3 (0,03).

Данные абсолютного датирования по породам комплекса отсутствуют. Они прорывают отложения средне-верхнекаменноугольной пологской свиты (вместе с которыми дислоцированы) и не установлены в вышележащих пермских отложениях. Галька габбродолеритов встречается в конгломератах кыллахской свиты. На основании этих данных и в соответствии с материалами серийной легенды, возраст комплекса принят в интервале позднего карбона – приуральской эпохи перми и коррелируется с перерывом в основании сылгыюряхской свиты.

В качестве петротипов рассматриваются вышеохарактеризованные интрузии на руч. Пологий.

ПЕРМСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Верхнесахарымнанский пикрит-габбродолеритовый гипабиссальный комплекс (ν;$\beta P_1 vs$) (по верховьям р. Сахарымнан) под собственным названием выделен в Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002; Розенкранц и др., 2000ф] на восточном склоне хр. Арга-Тас в среднем течении р. Рассоха по материалам Е. Ф. Дылевского и соавторов (позднекаменноугольно-раннепермский пикрит-габбродиабазовый комплекс) [Терехов, Дылевский, 1988; Мерзляков и др., 1987а,ф] и П. П. Лычагина и соавторов [Лычагин и др., 1988]. В материалах Яно-Индигирской СЛ-200/2 [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф] комплекс в том же составе выделен под названием арга-тасский.

Гипабиссальные тела комплекса представлены силлами габбро (ν) мощностью до первых сотен метров и маломощными дайками, сложенными долеритами (β) и габбродолеритами и габбро (ν). В отдельных случаях отмечаются дифференцированные силлы, в строении которых участвуют пикриты (в масштабе карты не отражаются), возможно, принадлежащие к самостоятельной порфировой фазе [Терехов, Дылевский, 1988]. В пространственном отношении малые тела, силлы и дайки комплекса ассоциируют с отложениями сахарымнанской толщи, прорывая их преимущественно по межпластовым срывам [Сурмилова и др., 1979ф].

Габбро слагают мелкие штоки, пластовые тела и дайки мощностью 80–100 м. Контакты с вмещающими породами крутые, четкие, секущие. В верхних частях тел встречаются мелкие внемасштабные провесы кровли, сложенные терригенными и вулканогенно-терригенными породами. В экзоконтактах вмещающие породы слабо ороговикованы либо окремнены (1–2 м).

Пластовые тела и многочисленные дайки сосредоточены в северной части хр. Арга-Тас, вытянуты в северо-западном направлении и залегают согласно с породами сахарымнанской толщи. На отдельных участках наблюдаются и секущие контакты.

По данным М. И. Терехова и Е. Ф. Дылевского [Мерзляков и др., 1987а,ф; Терехов, Дылевский, 1988], пластовые интрузии характеризуются резко неоднородным строением (дифференцировнные интрузии). В центральных частях они, как правило, сложены среднезернистыми габбро, габбродолеритами, иногда со шлирами крупнозернистых и гигантозернистых лейкократовых габбро либо мелко- и среднезернистых оливиновых габбро, габброноритов и пироксенитов. Шлировые обособления овальной формы достигают 5–10 м в длину при ширине 3–6 м. В некоторых телах габбро, где возрастает роль шлировых обособлений, отмечаются прожилки амфибол-асбеста. В эндоконтакте преобладают мелкозернистые габбродолериты, часто неравномернозернистые.

Описание пород комплекса приводится по материалам П. П. Лычагина [Мерзляков и др., 1987а,ф].

Долериты и *габбродолериты* – светлые и темные зеленовато- и грязно-зеленовато-серые мелко- средне и крупнозернистые массивные иногда миндалекаменные, редко такситовые и полосчатые породы. Сложены они (%): деанортизированным плагиоклазом (55–60), клинопироксеном (40–45) и лейкоклинизированным ильменитом (до 5). В дифференцированных телах соотношения этих минералов испытывают сильные колебания. Так, содержания клинопироксена в лейко- и меланократовых разностях изменяется от 25 до 70 %. Структура пород призматическизернистая, иногда приближается к габбровой с элементами офитового или пойкилоофитовго сложения. Породы испытали интенсивные зеленокаменные изменения. Плагиоклаз замещен альбитом, эпидотом, соссюритом. Пироксены уралитизированы с образованием псевдоморфоз грязнозеленой роговой обманки и лучистых агрегатов актинолит-тремолитового амфибола. Ильменит замещен лейкоксеном. Встречаются также карбонат, хлорит и серпентин.

Габбро – зеленые массивные породы среднекрупнозернистого сложения. В их составе (%): таблитчатые кристаллы лабрадора (50–55) зонального строения (№ 32–55) размером 2–3 мм, более мелкие (0,5–1 мм) изометричные зерна моноклинного пироксена (40–45), часто замещенного роговой обманкой, и зерна (1–2 мм) ильменита, нацело или частично замещенного лейкоксеном либо сфеном. Структура габбровая, участками офитовая.

Пикриты – черные массивные породы аповитропорфировой структуры. Фенокристаллы размером до 0,5 мм представлены оливином (50–70 %), клинопироксеном (10–15 %) размером 3–5 мм, пластинками бурого биотита (2–3 %) и единичными призмами апатита. Стекло составляет (20–25 %). Породы сильно изменены – развиваются серпентин, тремолит.

По химическому составу (табл. 11) породы в целом характеризуются повышенной щелочностью, умереннокалиевые, калиево-натриевого и натриевого типов (макс. Na_2O/K_2O – 4,1) на диаграмме TAS отвечают ультраосновным разностям и монцогаббро. Химический состав габброидов комплекса (табл. 11, колонки 4–7) идентичен составу вмещающих их базальтов сахарымнанской толщи (табл. 11, колонка 8). Комплекс наиболее близок к габбро-долеритовой формции [Магматические … , 1979].

Таблица 11

Химический состав горных пород верхнесахарымнанского комплекса и базальта сахарымнанской толщи

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ авт.					С16-41/1	С16-42/1	С16-43/2	С16-43/2
SiO_2	40,26	43,61	48,41	48,71	48,2	46,6	46,7	48,3
TiO_2	0,93	1,25	1,66	2,74	2,98	2,67	3,17	2,07
Al_2O_3	7,98	12,58	17,98	15,53	14,0	16,7	14,4	15,2
$Fe_2O_{3общ.}$	15,82	12,96	9,82	12,33	12,7	10,9	12,7	11,2
MnO	0,24	0,23	0,16	0,22	0,24	0,18	0,21	0,18
MgO	28,93	18,89	8,04	6,52	5,69	6,28	6,26	6,76
CaO	4,69	8,19	9,04	8,88	8,96	10,7	10,1	8,79
Na_2O	0,64	1,40	3,69	3,64	3,81	2,75	3,21	3,8
K_2O	0,37	0,70	0,90	0,99	0,42	0,87	0,44	0,35
P_2O_5	0,13	0,19	0,31	0,45	0,42	0,41	0,45	0,34
ппп	0	0	0	0	2,73	2,04	2,33	3,08
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,15	100,10	99,97	100,07
n	3	3	11	15	1	1	1	1
Микроэлементный состав горных пород, ppm								
La					17,6	18,6	14,4	12,2
Ce					40,8	44,0	38,8	30,1
Pr					5,7	6,13	5,92	4,21
Nd					26,1	27,4	28,0	19,8
Sm					7,16	6,83	8,34	4,94
Eu					2,01	1,99	2,59	1,43
Gd					8,21	8,08	9,51	5,86
Tb					1,26	1,29	1,54	0,91
Dy					7,68	7,82	8,96	5,62
Ho					1,59	1,59	1,88	1,15
Er					4,53	4,66	5,23	3,26
Tm					0,64	0,65	0,70	0,48
Yb					4,18	4,29	4,68	3,12
Lu					0,64	0,66	0,76	0,44

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ авт.					С16-41/1	С16-42/1	С16-43/2	С16-43/2
V					312	271	389	232
Cr					26,8	127	247	145
Ni					15,3	56,5	42,5	72,9
Rb					4,21	13,5	6,74	3,26
Sr					249	283	354	311
Y					42,4	42,9	49,8	30,9
Zr					187	219	254	152
Nb					10,8	11,2	7,78	8,62
Ba					220	329	93,7	207
Hf					4,89	5,76	6,29	3,96
Ta					0,77	0,76	0,57	0,63
Pb					12,4	3,16	2,31	2,67
Th					2,53	2,18	0,83	1,7
U					0,73	0,64	0,32	0,59

Примечание. 1 – пикриты, 2 – пикродолериты, 3 – трахидолериты, 4–7 – монцогаббродолериты, 8 – тразибазальт вмещающей сахарымнанской толщи. 1–4 – среднее из выборки n в пересчете на сухой остаток [Терехов, Дылевский, 1988], 5–8 – коллекция С. Н. Сычева (2016 г.)

Единство силлов и даек верхнесахарымнанского комплекса с базальтами сахарымнанской толщи устанавливается и при анализе редких и РЗ элементов (рис. 13). По заключению Д. Н. Ремизова (письменное сообщение, 2021 г.), и те, и другие являются продуктами внутриплитного вулканизма. Установленная во всех образцах повышенная аномалия свинца является указанием на присутствие в базальтоидах надсубдукционной компоненты. На основании этих данных с большой долей вероятности можно говорить о формировании базитов верхнесахарымнанского комплекса и сахарымнанской толщи в обстановке энсиматического задугового бассейна с корой океанического типа.

Интрузивные тела комплекса локализованы в отложениях нижнепермской сахарымнанской толщи, проявляя явную пространственную связь и петрохимическое сходство с входящимив в состав толщи покровами трахибазальтов. Достоверные данные абсолютного датирования пород комплекса непосредственно на территории листа Q-55 в настоящее время отсутствуют. Имеется лишь одна U-Pb датировка с большой погрешностью по апатиту из силла габброидов – 290 ± 49 млн лет (кол. О. Ю. Лебедевой, 1918 г.), полученная при ГДП-200 на восточном склоне хр. Арга-Тас в межуречье Рассоха–Олгуя (письменное сообщение С. Н. Сычева, 2020 г.). За пределами петротипической местности на соседней к востоку территории при составлении листа Q-56 ГК-1000/3 из габброидных тел комплекса в бассейне р. Поповка по циркону определены более надежные конкордантные U-Pb SHRIMP даты: 290 ± 2 и 288,3 ± 1,5 млн лет (коллекции А. В. Радькова и Е. А. Брусницыной соответственно, 2018 г.) [Свириденко, Шпикерман, 2019ф]. Полученные даты отвечают началу приуральской перми, близко к границе с поздним карбоном.

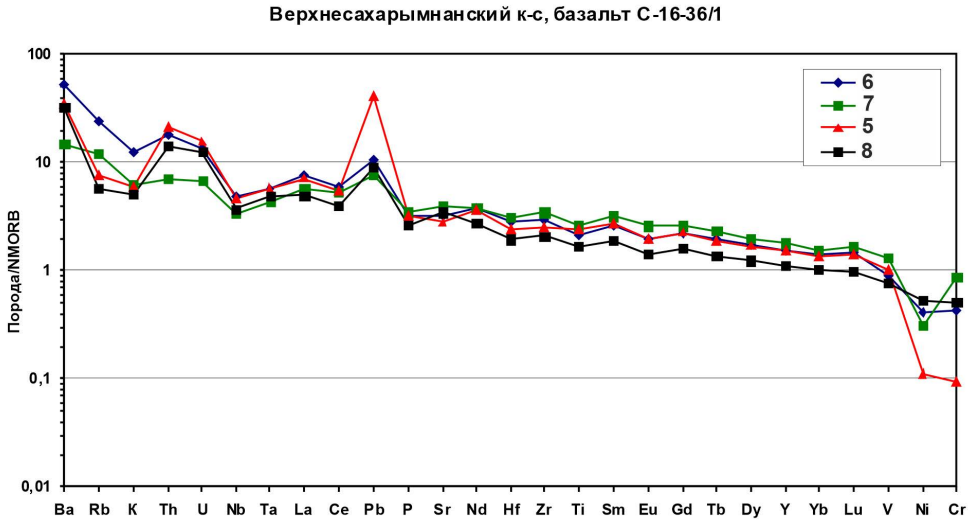


Рис. 13. Мультиэлементные спектры пород верхнесахарымнанского комплекса и базальта сахарымнанской толщи (табл. 11).

В качестве петротипической местности комплекса могут рассматриваться участки в верхнем течении р. Урадан или в нижнем течении р. Сахарымнан. С габброидами верхнесахарымнанского комплекса парагенетически связано оруденение золота, а по данным Е. Ф. Дылевского [Терехов, Дылевский, 1988], пикриты комплекса содержат редкие непротяженные (0,5–0,7 м) и маломощные (5–12 см) прожилки хризотил-асбеста.

Алазейский сиенит-порфировый гипабиссальный комплекс ($\xi\pi P_2 al$) (по р. Алазея) был выделен под собственным названием при разработке Колымской СЛ-200/2 [Легенда … , 1999б] по материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф], изданных листов ГК-200/1 [Государственная (истоки р. Кыллах) … , 1981] и более ранних тематических работ [Русаков и др., 1971ф]. Малые гипабиссальные интрузии комплекса, сложенные сиенит-порфирами ($\xi\pi$) и сиенитами, прорывают алазейскую толщу в бассейне р. Кыллах. Петротипическими являются малые пластовые тела (силлы) сиенитов в верховьях рек Кенкельды и Сюстиннях.

Сиениты представляют собой розовато-серые средне- до крупнозернистых породы, состоящие (%) из ортоклаза (45–55), плагиоклаза (20–25), роговой обманки (10–15), биотита (3–10) и кварца (1–5). Акцессории представлены рудным минералом и апатитом. Структура гипидиоморфнозернистая, при резком идиоморфизме ортоклаза, образующего крупные неправильной формы зерна (1–7 мм).

Сиенит-порфиры ($\xi\pi$) отличаются порфировой структурой, во вкрапленниках (20–30 %) преобладают ортоклаз и хлоритизированная роговая обманка, при этом содержание ортоклаза в основной массе несколько снижается (до 35–45 %). Среди акцессориев, помимо рудного минерала и апатита, появляется сфен [Кац и др., 1975ф; Государственная (истоки р. Кыллах) … , 1981].

Данные по химическому составу сиенитов алазейского комплекса отсутствуют. По общей характеристике сиениты комплекса скорее всего относятся к шошонитовой серии.

Биармийский возраст сиенитов определяется на основании секущих соотношений только с вулканитами алазейской толщи, которая перекрывается кыллахской свитой татарского отдела перми с гальками аналогичных сиенитов в составе грубообломочных горизонтов.

СРЕДНЕЮРСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Курун-юряхский граносиенит-лейкогранитовый плутонический комплекс ($\gamma;\gamma\delta;\gamma\xi J_2k$) (по р. Курунг-Юрюе, правому притоку р. Кыллах) выделен при разработке Колымской СЛ-200/2 [Легенда … , 1999б] по материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф; Николаев и др., 1975ф] и тематических работ [Тектоника … , 1981]. Комплекс распространен на северо-востоке территории листа, в среднем течении р. Седедема (Федотиха) и р. Кыллах. Породы комплекса – лейкократовые граниты и граниты (γ), граносиениты ($\gamma\xi$) и гранодиориты ($\gamma\delta$) гранит-граносиенитовой формации – слагают Сюстинняхский, Седедемский, Кыллахский-1 и Кыллахский-2 и другие массивы (рис. 9), самый крупный из которых (до 9,8 км^2) расположен в нижнем течении р. Оччугуй-Кудерай.

Лейкократовыми гранитами сложены небольшие (от первых метров до 1,2 км в поперечнике) пластовые и секущие тела, большая часть которых приурочена к полосе развития пермских и верхнетриасовых пород на водораздельных пространствах рек Кыллах, Кенкельды и Сылгы-Юрях и на правобережье р. Седедема (Федотиха).

Граниты представляют собой серые неравномернозернистые породы, состоящие (%) из полевого шпата (50–55), кварца (40–45), биотита (1–3), рудного минерала и акцессориев – циркона, апатита и сфена. Структура катакластическая, гипидиоморфнозернистая. Часто встречаются порфировидные граниты, вкрапленники (10–15 %) которых представлены ортоклазом (5–8 мм), а основная масса гипидиоморфнозернистой структуры состоит (%) из олигоклаза (40–50, № 20), калиевого полевого шпата (20–30) и кварца (15–25). Из акцессорных минералов встречаются апатит и циркон.

Граносиениты развиты ограниченно, на водоразделе рек Сюстиннях и Курунг-Юрюе. Они слагают небольшой (3,5 × 1,3 км) слегка субмеридионально вытянутый Сюстинняхский массив неправильных очертаний, прорывающий осадочно-туфогенные отложения кыллахской свиты. Массив имеет воронкообразную форму с контактами, круто падающими под массив.

По химическому составу породы комплекса отвечают натриевым (макс. Na_2O/K_2O – до 4,03), умереннокалиевым (табл. 12) гранитам и гранодиоритам, в отдельных случаях – умереннощелочным гранитам (до 8,46 % $K_2O + Na_2O$).

Таблица 12

Химический состав пород курун-юряхского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	74,00	0,14	12,40	1,48	0,71	0,04	0,67	1,92	3,77	3,34	0,01	–	98,48
2	71,24	0,26	14,01	2,54	2,08	0,18	0,35	1,21	4,68	2,04	0,26	0,91	99,76
3	71,22	0,35	14,38	1,0	2,31	0,04	1,44	2,34	4,20	1,80	0,04	–	99,12
4	70,09	0,28	14,32	1,82	0,71	0,04	1,40	2,94	4,85	1,62	0,02	–	98,09
5	70,00	0,43	14,30	0,92	2,87	0,02	1,62	2,28	4,52	1,70	0,07	–	98,73
6	69,52	0,33	14,35	2,54	1,29	0,17	0,17	1,69	5,96	2,50	0,07	0,47	99,06
7	68,06	0,50	14,60	2,42	3,45	0,07	0,57	3,16	3,78	2,93	–	0,46	100,0
8	68,22	0,34	14,50	0,32	3,59	0,04	0,91	2,88	4,65	2,74	0,01	–	98,17
9	65,70	0,48	15,00	1,08	3,59	0,04	2,29	2,28	4,86	1,70	0,04	–	97,06
10	63,54	0,32	11,56	6,28	2,49	0,01	1,84	4,79	4,84	1,20	0,16	2,58	99,61

Примечание. 1–5, 7, 8 – граниты, 6 – умереннощелочные граниты, 9, 10 – гранодиориты, 1,3–5,8,9 [Тектоника … , 1981], 2 [Кац и др., 1975ф], 7,6,10 [Николаев и др., 1975ф].

K-Ar датирование пород комплекса отражает временной интервал с конца плинсбаха до конца аалена включительно: для лейкократовых гранитов – 182 ± 8 и 185 ± 8 млн лет, для умереннощелочных гранитов и граносиенитов – 180 ± 8 млн лет [Кац и др., 1975ф; Государственная (истоки р. Кыллах) … , 1981], для гранит-порфиров – 172 млн лет [Николаев и др., 1975ф; Государственная (верховья р. Хоска) … , 1983]. Для Седедемского массива известны и более древние даты K-Ar определений – 300 ± 2 и 257 ± 4 млн лет [Зайцев и др., 1982]. Вероятнее всего, все эти значения или «удревлены» или отчасти отвечают реликтам гранитоидов более раннего этапа магматизма. Массивы комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижней юры (пологинская и сылгынская свиты). Галька близких по составу гранитоидов встречается в конгломератах сюстинняхской свиты (нижний бат) и не установлена в конгломератах нижележащей курунурийской свиты (аален – низы байоса). На основании этих данных, время внедрения комплекса может захватывать большую часть байоса, что в целом коррелируется с завершением магматической активности на Алазейском плоскогорье и началом формирования осдочно-вулканогенных комплексов на прилегающей территории Уяндино-Ясачненской СФО.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕЮРСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Со второй половины средней юры на территории листа и в пределах всего региона происходит крупная перестройка всей структурно-формационной зональности территории. Закрываются бассейны предыдущих эпох, резко возрастает магматическая активность, что становится ведущим фактором полностью обновившейся структурно-формационной зональности.

Илиньтасская группа риолит-базальтовых осадочно-вулканогенных комплексов (β;ξ;λ;γδπ;γπ;δπJ_{2-3}*il*) (по хр. Илинь-Тас (устар. назв. Момского хребта) занимает северо-восточную часть Уяндино-Ясачненской СФО (4), определяет в ней границы Илиньтасской СФЗ (4.2). Стратифицированные образования илинтасской группы (илиньтасская серия) подробно описана в гл. «Стратиграфия». Субвулканические образования выделялись в начале 1980-х годов под собственным географическим названием – илиньтасский комплекс [Магматизм … , 1981]. На геологической карте листа отражены тела основных разновидностей экструзивных и субвулканических тел илиньтасской группы базальтов и долеритов (β) (преобладают), дацитов (ζ), риодацитов, риолитов (λ); дайки гранодиорит-порфиров (γδπ), гранит-порфиров (γπ), риолитов (λ). Большая часть всех разновидностей пород встречается в поле развития илиньтасской серии – в бассейнах рек Зырянка и Рассоха. Базальтами сложены многочисленные субвулканические штокоподобные тела, с крутыми, наклоненными к центру контактами площадью от 1,2–1,5 до 12 км^2 [Сурмилова и др., 1979ф].

Базальты – зеленовато-серые, темно-зеленые массивные породы, иногда с миндалекаменной текстурой. В их составе наблюдаются (%) лейсты лабрадора (50–60), короткопризматические кристаллы авгита (25–30) и мелкие зерна ильменита (10–15). Структура офитовая, пойкилоофитовая, реже интерсертальная.

Риолиты составляют не более 10 % от общего состава пород всей группы и слагают небольшие по площади изометричные силлообразные тела и дайки.

Дациты редко образуют собственные тела, встречаясь большей частью среди субвулканических тел, сложенных риолитами.

Далее более детально рассматриваются отдельные составляющие илиньтасской группы.

Илиньтасская группа включает два вулканических комплекса, выделенных ранее Е. Ф. Дылевским без собственных географических названий [Мерзляков и др., 1987а,ф; Дылевский, 1988; Карта магматических … , 1990]: келловей-оксфордский комплекс натриевых трахибазальтов и келловей-киммериджский базальт-риолитовый комплекс (натриевых и калиево- натриевых базальтов и риолитов). При описании составляющих илиньтасскую группу комплексов используются их субвулканические и эффузивные фации, составляющие единый структурно-вещественный комплекс.

Вулканиты комплекса натриевых трахибазальтов распространены на склонах хр. Арга-Тас от низовьев р. Булкут до низовий рек Бочера и Ламутка и составляют около 80 % объема нижней гармычанской подсвиты (уроданской толщи, по Е. Ф. Дылевскому [Мерзляков и др., 1987а,ф]). Комплекс по данным, Е. Ф. Дылевского [1988], представлен в основном трахибазальтами (75–80 % от общего объема пород), в меньшей степени трахиандезибазальтами (20–25 %) и андезитами (менее 5 %). Пирокластический материал составляет (1–3 %) [Дылевский, 1988]. С эффузивами сопряжены протяженные трещинные субвулканические интрузии умереннощелочных долеритов и трещинные экструзии трахибазальтов.

По химическому составу трахибазальты и другие породы комплекса в основном относятся к натриевому типу щелочности и разделяются на железистый и магнезиальный подтипы (табл. 13).

Таблица 13

Химический состав пород комплекса натриевых трахибазальтов илиньтасской группы, вес. % (среднее из выборки n в пересчете на сухой остаток)

№ пп	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3\ общ}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	n
1	49,08	2,22	16,07	13,17	0,20	5,45	8,36	4,46	0,59	0,40	24
2	49,26	1,29	20,25	8,89	0,14	5,64	9,33	3,92	1,05	0,18	7
3	47,74	1,71	18,25	12,62	0,23	7,89	6,14	4,65	0,52	0,22	6
4	38,50	1,59	17,55	17,91	0,24	13,18	9,89	0,89	0,13	0,12	1
5	50,03	1,38	18,20	10,23	0,17	7,07	7,13	4,49	1,04	0,26	13
6	54,73	1,40	17,88	8,50	0,13	5,00	6,90	4,14	0,95	0,33	3
7	55,48	2,31	12,94	13,45	0,18	5,10	5,20	3,50	1,48	0,36	2
8	60,41	1,65,	14,60	8,,78	0,14	3,68	4,91	4,43	1,05	0,35	3
9	51,15	2,32	16,58	12,11	0,18	5,84	7,30	3,49	0,95	0,32	7
10	50,21	1,70	17,60	10,09	0,16	7,18	8,59	2,79	1,09	0,17	5

Примечание. 1 – железистые трахибазальты, 2–3 – магнезиальные трахибазальты с глыбовой (2) и подушечной отдельностью (3), 4 – пикритобазальты, 5 – кластолавы магнезиальных трахибазаль-тов, 6–7 – трахиандезибазальты магнезиальные (6), железистые (7), 8 – железистые андезиты (исланди-ты), 9–10 – субвулканические долериты железистые (9) и магнезиальные (10). Материалы Е. Ф. Дылевского [Мерзляков и др., 1987а,ф].

Железистые трахибазальты в большинсве представлены массивными афировыми или спорадофировыми пироксеновыми базальтами (с редкими вкрапленниками незонального лабрадора) с интерсертальной или долеритовой структурой. Состоят обычно из деанортизированного основного плагиоклаза, моноклинного пироксена, титаномагнетита (до 10–15 %) и хлоритизированного вулканического стекла. Это низко- и умеренноглиноземистые меланократовые породы с высоким содержанием титана и фосфора и щелочностью натриевого типа. Высокая железистость пород обусловлена существенным преобладанием абсолютных концентраций суммарного железа над магнезией (табл. 13, строка 1) [Дылевский 1988; Мерзляков и др., 1987а,ф].

Магнезиальные трахибазальты с глыбовой отдельностью (табл. 13, строка 2) характеризуются оливин-пироксеновым составом, порфировой и сериально-порфировой структурой. Их вкрапленники (20–25 %) представлены таблицами зонального лабрадор-битовнита размером по длинной оси до 1,5 см, а также пирамидальными кристаллами оливина(?), замещенного хлоритом и серпентином. Основная масса гиалопилитовой, вариолитовой или офитовой структуры. Трахибазальты содержат оливин (10–15 %) и титаномагнетит (5–7 %). [Дылевский, 1988]. Магнезиальные трахибазальты с подушечной отдельностью характеризуются широкими вариациями структур. Корка подушек представлена полностью хлоритозированным вулканическим стеклом, внутри подушек в стекле появляются тонкоигольчатые микролиты плагиоклаза, переходящие

к центру в метелкообразные агрегаты. Подушечные тархибазальты являются наиболее меланократовыми породами комплекса, по количеству суммарного железа они близки к железистым трахибазальтам, но обладают гораздо более высокими концентрациями магнезии (табл. 3, строка 3). Наиболее магнезиальными среди трахибазальтов являются пикритобазальты (табл. 13, строка 4). Кластолавы магнезиальных трахибазальтов характеризуются брекчиевой текстурой, резко выраженной порфировой структурой (15–40 % вкрапленников андезин-лабрадора) с гиалопилитовым или пилотакситовым базисом. Кластолавы характеризуются самой низкой железистостью, наиболее высокой суммой щелочей и калиево-натриевым типом щелочности (табл. 13, строка 5).

Трахиандезибазальты комплекса также делятся на железистые и магнезиальные разности, отличаясь от трахибазальтов только содержанием кремнезема (табл. 13, строки 6,7). В составе комплекса встречаются высокожелезистые и высокомагнезиальные андезиты (исландиты – табл. 13, строка 8). Субвулканические долериты также отличаются по железистости и магнезиальности (табл. 13, строки 9–10).

Келловей-оксфордский возраст комплекса натриевых трахибазальтов определяется возрастом нижней гармычанской подсвиты (уроданской толщи по Е. Ф. Дылевскому [Мерзляков и др., 1987а,ф]). Комплекс относится к формации натриевых базальтов повышенной щелочности [Магматические … , 1979].

Вулканиты контрастного базальт-риолитового комплекса (натриевых и калиево-натриевых базальтов и риолитов), по данным Е. Ф. Дылевского [Мерзляков и др., 1987а,ф; Дылевский, 1988], образуют выходы в нижнем течении р. Омчикчан, откуда он протягивается в юго-восточном направлении на расстоянии около 100 км, выходя за восточную рамку листа. В этой части комплекс представлен базальтами (55–60 %), андезибазальтами (15–20 %), андезитами (менее 5 %) и риолитами (около 20 %). В северо-западном направлении породы комплекса протягиваются на 120–130 км вдоль хр. Гармычан. В этом направлении в составе комплекса становится больше туфов базальтов и андезибазальтов, тефроидов и ксенотуфов, причем среди них увеличивается доля пирокластических пород среднего состава (до 30–40 %) [Дылевский, 1988]. Эффузивы комплекса слагают гармычанскую свиту илиньтасской серии. С эффузивами тесно ассоциируют субвулканические и экструзивные образования.

По данным Е. Ф. Дылевского [Мерзляков и др., 1987а,ф] среди базальтов риолит-базальтового комплекса по минеральному составу и строению различают две основные разности. Первая из них представляет собой афировые или редковкрапленные однородные и миндалекаменные породы с гиалопелитовой или интерсертальной основной массой. Вторая разновидность базальтов выделяется порфировой или сериально-порфировой структурой. Обильные (до 30 %) вкрапленники нескольких поколений представлены зональными кристаллами плагиоклаза, замещенного эпидотом и соссюритом, редкими зернами рудного минерала и весьма редко моноклинного пироксена. Основная масса состоит из измененного стекла и редких микролитов плагиоклаза. В химическом составе для базальтов первой разновидности характерна насыщенность кремнеземом, умеренная и высокая глиноземистость, высокое со-

держание суммарного железа и повышенная щелочность калиево-натриевого типа (табл. 14, строка 1). Вторая разновидность базальтов объединяет насыщенные кремнеземом высокоглиноземистые породы с пониженным содержанием суммарного железа с отчетливым натриевым типом щелочности (табл. 14, строка 2).

Таблица 14

Химический состав пород риолит-базальтового комплекса илиньтасской группы, вес. % (среднее из выборки n в пересчете на сухой остаток)

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3\ общ}$	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	n
1	49,69	1,86	18,00	12,76	0,22	5,42	7,51	3,47	1,29	0,22	15
2	49,77	1,31	18,93	9,98	0,19	4,60	10,54	3,77	0,72	0,20	16
3	54,00	1,17	19,15	9,28	0,16	3,38	7,00	4,59	1,01	0,24	7
4	59,25	1,00	15,70	9,18	0,19	3,95	4,90	4,48	1,14	0,20	2
5	69,61	0,46	14,59	4,42	0,11	0,74	2,41	6,20	1,34	0,11	11
6	75,05	0,32	13,05	3,02	0,07	0,62	1,16	4,44	2,17	0,07	14

Примечание. 1–2 – базальты калиево-натриевые (1) и натриевые (2), 3 – андезибазальты, 4 – железистые андезиты (исландиты), 5 – дациты, 6 – риолиты. Материалы Е. Ф. Дылевского [Мерзляков и др., 1987а,ф].

Андезибазальты – порфировые и сериально-порфировые массивные породы с несколькими генерациями вкрапленников андезина или андезин-лабрадора. Также присутствуют редкие призматические вкрапленники клинопироксена, еще реже рудного минерала. Основная масса микролитовая, интерсертальная, гиалопилитовая состоит из запыленного гематитом вулканического стекла, микролитов плагиоклаза и пироксена. По химическому составу (по сравнению с базальтами) выделяются большей глиноземистостью, по уровню щелочности отвечают как натриевому, так и калиево-натриевому типам (табл. 14, строка 3).

Андезиты в составе комплекса редки и представлены высокожелезистыми разностями (исландиты – табл. 14, строка 4).

Риолиты и дациты представляют собой массивные, реже флюидальные порфировые породы с вкрапленниками альбит-олигоклаза или вторичного альбита, более редкого кварца и спорадически встречающегося калинатрового полевого шпата и хлоритизированного амфибола. Субвулканические тела риолитов образуют крутопадающие залежи мощностью от 100 м до нескольких сот метров, кососекуших напластований вмещающих эффузивных покровов или согласных с ними. Породы обладают умеренной или низкой щелочностью натриевого типа, повышенной железистостью (табл. 14, строки 5–6).

Вулканические породы комплекса отвечают контрастной формации натриевых базальтов-риолитов. Келловей-кимериджский возраст базальт-риолитового комплекса определен на основании принадлежности его эффузивов к гармычанской свите илиньтасской серии келловей-кимериджского возраста (гл. «Стратиграфия»). U-Pb SHRIMP датирование цирконов: из дацитов субвулкана на водоразделе рек Калгар и Эселях – 153,7 ± 1,4 млн лет

и 155 ± 1,4 млн лет (коллекция Ю. А. Маланина, 2013 г.), из дайки риолитов в среднем течении р. Катыска – 154,4 ± 1,4 млн лет (коллекция Ю. А. Маланина, 2013 г.). Все указанные датировки отвечают кимериджу.

Рассошинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс ($\gamma J_{2-3}r$) выделен в Яно-Индигирской СЛ ГК-200/2 как раннемеловой (аптский) [Легенда … , 2000]. На территории листа представлен единственным Рассошинским массивом (петротип комплекса), размещающимся по обоим берегам р. Рассоха в ее среднем течении, в пределах Момской СФПЗ (4.2.1) Илиньтасской СФЗ (4.2) Уяндино-Ясачненской СФО (4). Рассошинский массив довольно экзотическое образование, состоящее из г а р а н и т о в (γ) и лейкогранитов (до аляскитов), среди базитовых комплексов Илиньтасской СФЗ. Кроме того, особенностями комплекса являются наиболее древние среди магматических образований Илиньтасской СФЗ U-Pb изотопные датировки его пород и отчетливые признаки тектонических деформаций внешних частей Рассошинского массива.

Описание петротипического Рассошинского массива приводится по материалам Е. Ф. Дылевского [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Массив представляет собой заметно вытянутое в субмеридиональном направлении тело площадью около 16 км^2. Массив прорывает отложения девона, карбона, перми и верхнего триаса. Основная часть интрузива (около 95 %) сложена светлыми, розовато-серыми, иногда красными средне- и крупнокристаллическими биотитовыми гранитами. Лишь в узких (шириной 1–2 до 5–10 м) эндоконтактовых зонах они сменяются мелкокристаллическими разностями гранитов. Вдоль небольшой части западного контакта, совпадающего с разрывом, распространены катаклазированные и заметно разгнейсованные граниты, напоминающие собой порфирокластовые гранитогнейсы. Биотитовые граниты рассекаются довольно частыми аплитовыми жилками и более молодыми долеритами.

Для гранитов характерен парагенезис калинатрового полевого шпата (50–65 %), кварца (25–30 %), кислого плагиоклаза (3–15 %) и биотита (до 3 %). Калинатровый полевой шпат насыщен альбитовыми пертитами. Кроме того, плагиоклаз образует самостоятельные незональные зерна, заметно уступающие по размерам кристаллам калинатрового полевого шпата и ассоциирующиеся с гранулами кварца. Ксеноморфные чешуи красноватого биотита распределены неравномерно. Акцессорные минералы – титаномагнетит, апатит, эпидот, циркон, сфен (титанит).

По химическому составу породы петротипического массива комплекса представляют собой лейкократовые пересыщенные кремнеземом высокоглиноземистые породы с довольно низкими концентрациями железа и заметно повышенной калиево-натриевой щелочностью, высококалиевые, в большинстве соответствуют семейству умереннощелочных лейкогранитов (табл. 15).

Таблица 15

Химический состав горных пород рассошинского комплекса

№п/п	1	2	3	4
№ авт.	Р16-26/1	Р16-28/1*	Р16-31/1	Н.д.
SiO_2	73,7	76,5	77,1	74,7
TiO_2	0,27	0,16	0,09	0,26
Al_2O_3	13,9	12,6	12,8	13,4
$Fe_2O_{3общ.}$	1,84	1,5	0,91	1,80
MnO	0,068	0,022	0,019	0,040
MgO	0,48	0,43	0,49	0,42
CaO	0,68	0,25	0,27	0,64
Na_2O	4,33	4,21	4,07	4,10
K_2O	4,49	4,13	4,09	4,60
P_2O_5	0,062	0,03	0,03	0,04
ппп	0,4	0,33	0,37	0
Сумма	100,22	100,16	100,24	100,00
n	1	1	1	7
Микроэлементный состав пород комплекса, ppm				
La	40	29,9	59,6	
Ce	78,2	64,5	152	
Pr	8,29	7,16	14,4	
Nd	28,2	24,2	51,4	
Sm	5,05	5,58	12,4	
Eu	0,47	0,23	0,39	
Gd	4,35	5,08	9,82	
Tb	0,67	0,88	1,47	
Dy	4,12	5,65	7,88	
Ho	0,85	1,23	1,44	
Er	2,59	3,71	3,68	
Tm	0,38	0,55	0,53	
Yb	2,85	4,05	3,61	
Lu	0,47	0,62	0,53	
V	11	4,32	4,57	
Cr	15,1	13,5	22,5	
Ni	4,22	2,89	4,88	
Rb	133	128	70,8	
Sr	75,1	20,6	25,2	
Y	24,8	36,9	32,6	
Zr	186	143	254	
Nb	22,5	28,8	14	

№п/п	1	2	3	4
№ авт.	Р16-26/1	Р16-28/1*	Р16-31/1	Н.д.
Ba	153	63,9	84,7	
Hf	5,68	5,98	3,64	
Ta	2,14	2,58	1,4	
Pb	11,2	12,6	14	
Th	13,1	8,4	11,6	
U	3,72	4,23	3,39	

Примечание. 1 – умереннощелочные граниты, 2 – умереннощелочные лейкограниты мясокрасного цвета, 3 – лейкограниты эндоконтактовой зоны, 4 – среднее по выборке n = 7 пробам лейкогранитов в пересчете на сухой остаток. 1–3 – Рассошинский массив, кол. А. В. Рогова (2016 г.), 4 – Рассошинский массив, кол. Е. Ф. Дылевского [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Н.д. – нет данных.

* Проба с определенным U-Pb изотопным возрастом – 163,0 ± 1,4 млн лет.

По составу петрохимических окислов рассошинские гранитоиды ближе всего к гранит-граносиенитовой формации [Магматические … , 1979]. Они имеют некоторые черты, сближающие их с гранитами А-типа: ассоциация с изверженными породами базитового состава; наличие ярко-красных гранитов, с высоким содержанием калинатрового полевого шпата; умереннощелочной состав; повышенная глиноземистость; широко проявленные пертитовые структуры калинатрового полевого шпата. Однако низкие концентрации железа при повышенных содержаниях магнезии отличает их от типичных А-гранитов. Возможно, особенности химического состава гранитов Рассошинского массива обусловлены процессами калиевого метасоматоза. По данным С. Н. Сычева [Казакова, Сычев, 2019ф], содержание метасоматического калиевого полевого шпата по отношению к общему количеству полевого шпата достигает 15 %.

Выполненный Д. Н. Ремизовым (письменное сообщение, 2021 г.) анализ распределения редкоземельных и редких элементов в породах комплекса (рис. 14, 15) указывает на то, что рассматриваемые гранитоиды являются крайними дифференциатами бимодальной внутриплитной базальт-риолитовой серии. На это указывают приуроченность гранитоидов к зоне длительного развития базальтоидного магматизма, наличие отчетливой отрицательной аномалии Eu. Наиболее вероятный геодинамический режим формирования таких гранитоидов – растяжение: либо в обстановке задугового рифта (задугового спрединга?), либо в обстановке трансформного взаимодействия плит.

Рассошинский массив внедрен в отложения девона, нижнего карбона и верхнего триаса. Возраст рассошинского комплекса принимается как келловей-оксфордский, соответствующий по времени максимальному импульсу базальтового вулканизма в Илиньтасской СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО (уровень нижней гармычанской подсвиты). Указанный возраст подтверждается и современными данными U-Pb SHRIMP датирования цирконов из пород Рассошинского массива: 163,0 ± 1,4 млн лет (кол. А. В. Рогова, 2016 г.), 166,1 ± 1,3 и 165,4 ± 1,3 млн лет (кол. С. Н. Сычева, 2018 г.) [Казакова, Сы-

чев, 2019ф]. Отметим, что U-Pb SHRIMP датирование тех же пород по титаниту дает еще более древние значения возраста – 170,1 ± 1,1 млн лет (кол. С. Н. Сычева, 2018 г.), что соответствует границе аалена и байоса (информационные отчетные материалы ГДП-200 листов XXIX–XXX – С. Н. Сычев, 2019 г.). Учитывая эти данные, а также наблюдения, указывающие на участие Рассошинского массива в складчатости (катаклаз, разгнейсование), нельзя исключать среднеюрский (доокскфордский) возраст комплекса (аналог курунюряхского комплекса Алазейской СФО).

В гранитах Рассошинского массива широко распространена прожилково-вкрапленная молибденитовая минерализация, в его северной, невскрытой части присутствует жильное медное оруденение [Казакова, Сычев, 2019ф].

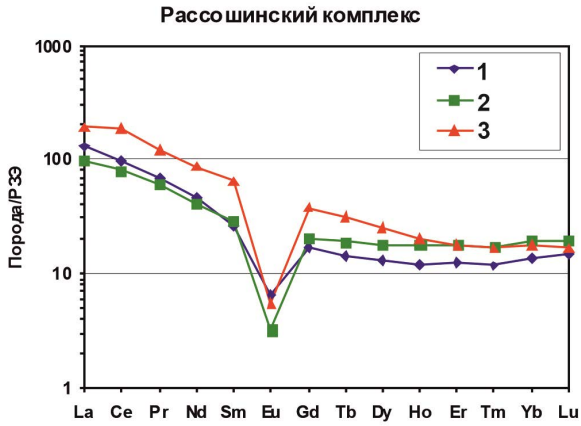


Рис. 14. Хондрит-норализованные спектры РЗЭ пород рассошинского комплекса (табл. 15).

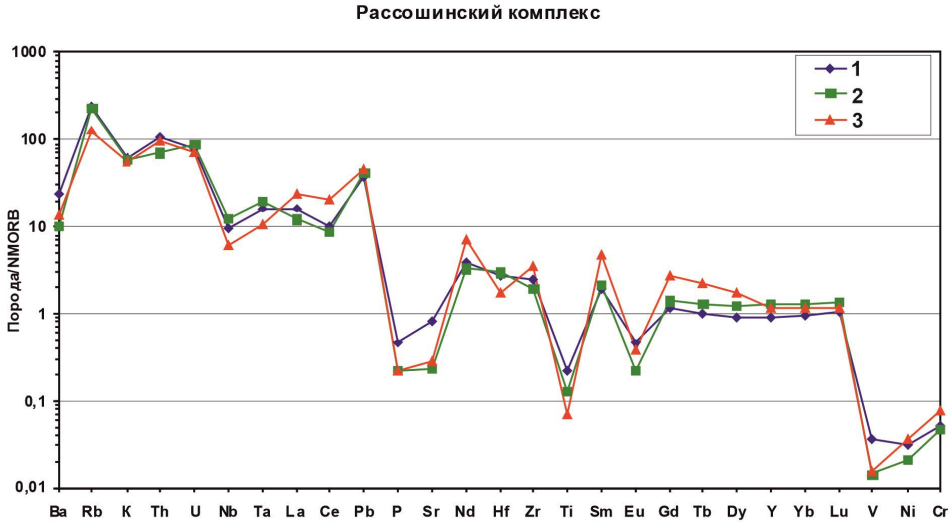


Рис. 15. Мультиэлементные спектры пород рассошинского комплекса (табл. 15)

ПОЗДНЕЮРСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Поздняя юра – эпоха наибольшей магматической активности в пределах листа Q-55. Основные области магматической активности в поздней юре – СФО Главного Колымского плутонического пояса (3) и Уяндино-Ясачненская СФО (4). Комплекс нера-бохапчинских даек завершает развитие Иньяли-Дебин-Сугойской СФО (8).

Нера-бохапчинский габбро-порфирит – диорит-порфирит – гранит-порфировый гипабиссальный комплекс (δπ;qδπ;νπ;β;νδπ;α;γδπ;ξ;γπ;λJ_3*nb*) (по рекам Нера и Бохапча) выделен под собственным географическим названием (нера-бохапчинский комплекс малых интрузий). В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталовым [Матвеенко и др., 1958; Шаталов, 1974] на основе определенного ранее Ю. А. Билибиным комплекса добатолитовых малых интрузий и даек [Билибин, 1935]. Комплекс объединяет многочисленные гипабиссальные малые тела и дайки среднего, реже основного и кислого составов. При крупномасштабном картировании и поисковых работах на территории листов Q-54 и Q-55 комплекс нередко выделялся под названием нерский [Насыров и др., 1990ф; Шудов и др., 2005ф; Куковский и др., 2006ф] с разделением на три фазы по составу. При этом южнее нерский комплекс рассматривается и как самостоятельный наряду с нера-бохапчинским [Государственная … , 2016].

Малые интрузии (штоки Сугун и Одэри на плато Улахан-Чистай) сложены диорит-порфиритами (δπ) и кварцевыми диорит-порфиритами (qδπ). Дайки разнообразны по составу и сложены габбро-порфиритами (νπ) и долеритами (β), габбродиорит-порфиритами (νδπ), диорит-порфиритами (δπ), андезитами (α), гранодиорит-порфирами (γδπ), дацитами (ζ), гранит-порфирами (γπ) и риолитами (λ). Они часто группируются в самостоятельные серии (линейные ареалы) – Онгоканскую (правобережье р. Андыгычан), Ала-Чубукскую (левобережье р. Нера) [Насыров и др., 1990ф] и Тунгусскую (водораздел рек Артык и Делянкир) [Клочков и др., 1979ф], отдельные рудоносные дайки имеют исторически сложившиеся собственные названия – Митрейская, Золотая (Центральная и Восточная), Тунгусская, Надежная. В более региональном отношении все дайки и малые интрузии комплекса вдоль р. Нера, по мнению В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова, представляют собой северо-западное окончание Чай-Урьинской полосы даек, а дайки, расположенные восточнее, образуют Иньяли-Дебинскую полосу [Матвеенко и др., 1958].

Простирание даек основного и среднего составов северо-западное, реже широтное, кислые дайки нередко ориентированы субмеридионально и часто разорваны со смещением фрагментов по нарушениям северо-западного простирания*. В основном направление дайковых ареалов согласуется с общим направлением складчатых структур, что может служить указанием на их доскладчатое внедрение. Протяженность даек изменяется от десятков метров до 10–12 км, мощность достигает 100 м. Контакты с вмещающими породами четкие ровные и извилистые. Структура пород изменяется от полнокристал-

* Разрывы нера-бохапчинских даек часто связаны с их участием в складчатости (*прим. науч. ред.*).

лической в центральных частях тел до порфировой скрытокристаллической в эндоконтактовых частях. Для интрузий характерна глыбовая, реже плитчатая отдельность, сильная трещиноватость. Дайки, как правило, сильно изменены (березитизированы, окварцованы, карбонатизированы), кливажированы, пронизаны прожилками и насыщены пустотами, выполненными карбонатом, хлоритом, реже – кварцем.

Габбродиорит-порфириты образуют редкие дайки в верхнем течении р. Бурустах. Обладают выраженной порфировой структурой и представляют собой зеленовато-серые мелкозернистые породы с габбровой структурой. Они сложены (%) плагиоклазом (43–46), роговой обманкой (30–35), диопсидом (6–9), кварцем (до 2) при значительной доле вторичных – хлорита и эпидота (8–20).

Диорит-порфириты и *кварцевые диорит-порфириты* слагают дайки Ала-Чубукской серии и отдельные дайки и мелкие тела, рассредоточенные по площади. Диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты – серые, темно-серые, зеленовато-серые породы с порфировой структурой и афанитовой основной массой. Вкрапленники (15–20 %) представлены плагиоклазом, почти полностью замещенным карбонатом. Основная масса гиалопилитовая, интенсивно замещенная хлоритом и карбонатом. Минеральный состав представлен (%) плагиоклазом (30–70), роговой обманкой (15–20), пироксеном (10-20), биотитом (до 6), калиевым полевым шпатом (3–4), кварцем (1–3) и значительным количеством вторичного хлорита (до 10–30). В кварцевых разностях количество кварца повышается до 8–10 % и более. Акцессорные минералы (редкие знаки) представлены магнетитом, ильменитом и апатитом.

Андезиты аналогичны по составу диорит-порфиритам и отличаются от них лишь более тонкозернистой структурой основной массы.

Гранит-порфиры (реже *гранодиорит-порфиры* и *дациты*) слагают многочисленные дайки мощностью 2,5–50 м при протяженности 0,4–4,7 км в бассейнах рек Артык, Делянкир, Хара-Юрях, в том числе дайки Тунгусская и Надежная (Тунгусская дайковая серия) [Клочков и др., 1979ф]. Гранит-порфиры представляют собой светло-серые массивные породы, с порфировой, гломеропорфировой структурой. Основная масса микрозернистая, сложена агрегатом плагиоклаза, калишпата, кварца, чешуйками серицита, мусковита, биотита, хлорита. Гранодиорит-порфиры отличаются от гранит-порфиров преобладанием вкрапленников более основных плагиоклазов и появлением роговой обманки во вкрапленниках и основной массе.

Риолиты слагают дайки Онгоканской серии, отдельные дайки в бассейнах притоков р. Нера, дайки Золотая и Митрейская в верхнем течении р. Митрей-Унгуохтах.

Единичные анализы (табл. 16, строка 1) пород основного состава отвечают высококалиевым монцогаббро калиево-натриевого типа щелочности. Породы среднего состава (табл. 16, строки 2–7) отвечают умереннокалиевым, редко – высокалиевым диоритам и кварцевым диоритам калиево-натриевого типа. Гранодиорит-порфиры (табл. 16, строка 8) – нормальной щелочности, умереннокалиевые натриевого (макс. Na_2O/K_2O – до 3,33), редко – калиево-натриевого типа, гранит-порфиры (табл. 16, строки 13–16) – умереннощелочные, высококалиевые с натриевым (макс. Na_2O/K_2O – до 1,82) типом щелочности.

Таблица 16

Химический состав пород нера-бохапчинского комплекса, %

№п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	48,75	0,63	22,56	1,73	5,09	0,09	4,00	11,03	2,93	1,60	0,64	0,77	99,82
2	55,79	0,34	17,25	0,76	6,04	0,12	4,40	6,90	2,02	1,77	–	1,37	96,76
3	55,80	0,71	13,69	0,74	6,00	0,11	9,66	4,19	2,74	1,59	0,13	3,72	99,08
4	56,50	0,64	13,88	0,69	5,74	0,01	9,2	4,86	2,65	1,55	0,12	3,34	99,28
5	60,40	0,70	17,44	6,90		0,15	2,48	4,47	2,55	2,55	0,18	1,25	99,02
6	60,69	0,42	17,07	0,83	5,53	0,02	2,34	5,46	2,64	2,35	–	0,64	97,99
7	64,02	0,70	15,3	1,64	5,00	0,15	2,06	3,70	2,75	2,78	0,12	1,28	99,5
8	64,20	0,66	15,43	1,45	4,23	0,10	2,20	4,35	2,99	2,93	0,13	1,23	99,97
9	64,66	0,26	14,39	0,01	3,17	0,08	3,19	3,04	3,01	3,65	–	1,37	96,83
10	65,02	0,61	16,59	1,62	3,69	0,09	1,17	3,86	2,93	2,30	0,15	1,48	99,51
11	68,28	0,56	15,03	0,74	5,61	0,13	2,72	5,68	2,92	2,21	0,09	–	98,97
12	68,68	0,33	16,23	0,76	2,51	0,03	1,44	3,77	3,83	1,15	0,13	0,08	98,94
13	74,70	0,01	14,08	0,17	0,81	0,07	0,06	0,13	4,89	3,70	0,03	1,08	99,73
14	74,70	0,01	13,69	0,08	1,08	0,06	0,10	0,56	4,72	3,28	0,03	1,31	99,72
15	74,80	0,02	13,6	0,36	0,83	0,11	0,09	0,25	4,84	4,05	0,02	0,76	99,73
16	75,30	0,01	13,9	0,01	1,01	0,05	0,12	0,08	5,24	2,88	0,02	1,13	99,84

Примечание. 1 – монцогаббро; 2–7 – диорит-порфириты и кварцевые диорит-порфириты; 8–12 – гра-нодиорит-порфиры; 13–16 – гранит-порфиры. 1–4, 6–10, 12–16 [Клочков и др., 1979ф; Государственная … , 1991ф], 5, 11 [Попов и др., 1971ф; Государственная … , 1977].

Нера-бохапчинский комплекс относится к диорит- гранодиоритовой формации.

По данным из разных источников, приводимым В. П. Клочковым [Государственная … , 1991ф], определение возраста гранит-порфиров по четырем пробам из даек Тунгусской серии K-Ar методом показывает рубеж оксфорда – кимериджа – до начала берриаса (157–141 млн лет). Известные к югу от рассматриваемой территории современные U-Pb и Ar/Ar датировки варьируют от 165 до 148 млн лет [Государственная … , 2016]. Образования комплекса прорывают отложения разных свит и толщ триаса и юры, прорваны гранитами позднеюрского колымского комплекса. По совокупности изотопно-геохронометрических и геологических данных возраст нера-бохапчинского комплекса принимается как позднеюрский, но не моложе кимериджа. На основании этого, дайки комплекса не включаются в Легенде в состав СФО Главного Колымского плутонического пояса, а рассматриваются нами как элемент завершающей стадии развития Иньяли-Дебин-Сугойской СФО. Указанные соотношения, доскладчатый характер нера-бохапчинских даек, наличие древних датировок не исключает их более древний возраст. Ю. М. Бычковым приводились факты находок в среднеюрских отложениях в бассейне р. Артык галек измененных диорит-порфиритов и кварцевых порфиров [Геология … , 1970].

С дайками комплекса парагенетически связано золото-кварцевое и сурьмяное оруденение.

Улахан-чистайская группа андезит-риолитовых осадочно-вулканогенных комплексов ($\delta\pi;\lambda;\zeta;\lambda\zeta;\gamma\pi J_3 uc$) (по хр. Улахан-Чистай). Впервые выделена в качестве серии В.И. Шпикерманом [Шпикерман, 2000]. При разработке Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Легенда … , 2002] была переведена в ранг группы на основе объединения ряда вулканических комплексов позднеюрского возраста в пределах Дарпирской СФЗ (4.1), охватывающей юго-западную часть Уяндино-Ясачненской СФО (4). Вулканиты улахан-чистайской группы встречаются также в промежутках между крупными плутонами СФО Главного Колымского плутонического пояса (3). Стратифицированные образования улахан-чистайской группы (сумунская, серганьинская свиты, нерасчлененная улахан-чистайская группа) подробно описаны в гл. «Стратиграфия». Субвулканические образования выделялись под названием сумунского дацит-риолитового комплекса (по р. Сумун (Сугун), известного в литературе с 1960–1970-х годов [Шаталов, 1974]. Сумунский комплекс привязан к одноименной осадочно-вулканогенной свите. В действительности же ареал распространения ассоциации андезитовых, дацитовых и риолитовых субвулканических тел Дарпирской СФЗ много шире района развития вулканитов сумунской свиты, и потому все они на Геологической карте показаны под индексом улахан-читайской группы.

На геологической карте листа отражены тела основных разновидностей экструзивных и субвулканических тел улахан-чистайской группы риолитов (λ), дацитов (ζ), риодацитов ($\lambda\xi$). Дайки риолитов (λ), гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\pi$), риодацитов ($\lambda\xi$), диорит-порфиритов ($\delta\pi$), гранит-порфиров ($\gamma\pi$).

Наибольшее количество субвулканических тел и даек расположено среди отложений сумунской, серганьинской свит (Сумунская СФПЗ (4.1.1) и в стратифицированных вулканитах нерасчлененной улахан-чистайской группы, реже отдельные тела прорывают обнаженные рядом с ними терригенные отложения средней и верхней юры в пределах СФО Главного колымского плутонического пояса (3). Экзоконтактовые изменения вмещающих пород проявлены в виде маломощных зон ороговикования.

Дациты и риолиты слагают довольно крупные субвулканические массивы в верхнем течении рек Кур и Эрэкит (Эрикит) – Левохатысский, Правоинтахский, Этанджинский, Эрикитский. В верхнем течении р. Тирехтях (Момский) расположен крупный Кыгыл-Хаинский субвулкан (более 50 км^2) и небольшой – Бугчанский. Наиболее широко субвулканические тела развиты в районе горного плато Улахан-Чистай и по его обрамлению, в том числе крупнейший на территории (115 км^2) Буордахский субвулканический массив. Здесь же размещаются массивы небольших и средних размеров – Барыллыэлахский (Энги), Осихат, Гурга, Серганьинский, Акбура, Аччыгый-Нагаин, Улахан-Нагаин, Юлла, Берда, Ровный, Марка и Дарпирчик. Крупный субвулканический массив Ерега представлен на территории листа лишь своим северным окончанием. Отдельные дайки риолитов иногда группируются в линейно вытянутые ареалы, традиционно называемые «дайковые серии» – Та-

хинский субмеридионального простирания и Маркинский северо-западного простирания [Государственная … , 1991ф].

Буордахский субвулканический массив образует одноименный труднодоступный высокогорный массив (гора Победа, 3003 м) в северной части хр. Улахан-Чистай. Субвулкан прорывает и контактово метаморфизует отложения верхней юры до низов титона включительно (бастахская серия), имеет сложную в плане, вытянутую в север-северо-западном направлении форму и неоднородное строение. Его южная половина сложена светло-серыми афировыми и порфировыми риолитами флюидальной текстуры. Вертикальная столбчатая отдельность в этой части четко выражена и совпадает по направлению с флюидальностью. Изредка встречаются лавобрекчии. Северная часть массива отличается лучшей раскристаллизованностью риолитов с переходом в глубоких врезах в порфировидные граниты. Встречаются также небольшие участки неправильной формы, сложенные нераскристаллизованным стеклом перлитовой структуры. В краевой части массива значительную роль играют автомагматические брекчии.

Кыгыл-Хаинский массив сложен риолитами, вытянут в северо-западном направлении и представляет собой лополитообразное тело, разбитое омоложенными разломами на серию блоков. В эндоконтактовых частях массива, как и в Буордахском массиве, развиты субвулканические брекчии. Риолиты имеют отчетливо выраженную столбчатую отдельность с шестигранными сечениями столбов диаметром от 0,2 до 0,6 м. Ориентировка столбчатой отдельности различная: от вертикальной до горизонтальной и зависит от крутизны контакта субвулканического тела.

Петрографическое описание пород приводится по данным ГСР-200 [Сурмилова и др., 1974ф; Клочков и др., 1979ф].

Риолиты – светло-серые, серые, иногда с кремовым оттенком, зеленовато-серые массивные, нередко флюидальные породы. Структура их полифировая, гломеропорфировая, афировая. Структура основной массы фельзитовая, микро-пойкилитовая, витрофировая, микрозернистая. Вкрапленники (10–30 % породы) представлены кварцем, калишпатом, плагиоклазом, реже биотитом, размер их от 0,1–0,3 до 3–4 мм. Фельзиты характеризуются отсутствием вкрапленников (редко до 1–2 %) и такситовой текстурой. Плагиоклаз вкрапленников (№ 6–38) образует полисинтетические двойники. Калишпат (ортоклаз, реже микроклин) ксеноморфный, пелитизирован, иногда с пертитами альбита и микропегматитами кварца. Кварц образует корродированные оплавленные изометричные зерна. Основная масса пород замещается серицитом, хлоритом и альбитом.

Дациты – серые, зеленовато-серые, темно-серые, темно-серые массивные, иногда флюидальные породы. Структура полифировая, гломеропорфировая. Структура основной массы витрофировая, фельзитовая микрозернистая, реже гиалопилитовая. Вкрапленники (от 0,2–0,5 до 3–5 мм, 20–25 %) представлены плагиоклазом, кварцем, реже – реликтами роговой обманки, биотита, моноклинного пироксена. Основная масса стекловатая, иногда кварц-полевошпатового состава с незначительной примесью хлоритизированных цветных минералов.

Далее рассматриваются отдельные составляющие улахан-чистайской группы по материалам изучения как субвулканических, так и стратифицированных вулканитов, образующих единые структурно-вещественные ассоциации.

Улахан-чистайская группа на территории листа включает три вулканических комплекса, выделенных ранее Е. Ф. Дылевским без собственных географических названий [Мерзляков и др., 1987а ф.; Дылевский, 1988; Карта магматических … , 1990]: оксфорд-раннетитонский андезит-дацит-риолитовый, кимериджский трахириолит-риолитовый и позднекимериджско-титонский риолит-дацитовый комплексы. Распространение этих трех комплексов определяют границы Дарпирской СФЗ на территории листа. Ареалы распространения отдельных комплексов отражают внутреннюю зональность СФЗ, определяя границы СФПЗ.

Андезит-дацит-риолитовый комплекс распространен на право- и левобережье среднего течения р. Омулёвка и в низовьях р. Инанья в пределах Омулёвско-Лыглыхтахской СФПЗ, образуя в этой части Дарпирской СФЗ гомодромную, последовательно дифференцированную серию от андезитов и андезибазальтов нижних частей разреза стратифицированных вулканитов улахан-чистайской группы к риолитам верхних частей разреза группы и ассоциирующих с ними субвулканических тел. Возраст комплекса определяется возрастом стратифицированных вулканитов, установленного биостратиграфическими методами (позднй оксфорд – начало титона) (гл. «Стратиграфия»). Комплекс относится к андезитовой формации [Магматические … , 1979].

Трахириолит-риолитовый и риолит-дацитовый комплексы образуют антидромную серию в пределах Сумунской СФПЗ от ранних риолитов и трахириолитов сумунской свиты к андезидацитам, дацитам и риодацитам более молодой серганьинской свиты. С обеими частями серии связаны субвулканические тела. Провести точную границу между вулканическими комплексами невозможно, поэтому общий возрастной диапазон антидромной серии в Сумунской СФПЗ охватывает кимеридж – первую половину титона, что подтверждается в стратифицированных образованиях биостратиграфическими методами (гл. «Стратиграфия»), а также данными современной изотопной геохронометрии в субвулканических и стратифицированных телах. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из риолитов Кыгыл-Хаинского субвулкана показывает 152,7 ± 1,5 млн лет и 154,5 ± 1,3 млн лет (коллекция Ю. А. Маланина, 2013 г.). Оба значения отвечают кимериджу. По данным В. Г. Ермоленко и др. [2014ф], получены U-Pb SHRIMP определения возраста в гранит-порфирах и риодацитах трех субвулканических тел в верховьях р. Омулёвка в непосредственной близости от южной рамки листа Q-55 (млн лет): 148,0 ± 1,3 (лакколит Ерега), 151 ± 1,0 (лакколит Июньский), 152,0 ± 2,0 (безымянный шток). Там же В. Г. Ермоленко получено U-Pb SHRIMP определение возраста дацитов серганьинской свиты – 148,0 ± 2,4 млн лет. Указанные датировки соответствуют первой половине титона. Оба комплекса отнесены к единой дацит-риолитовой фомации антидромного строения [Магматические … , 1979].

Арга-Юрях-Тирехтяхская СФПЗ размещается как бы в области сочленения и интерференции ареалов распространения всех трех рассматриваемых

комплексов. Нижние части вулканогенного разреза (низы кюрэтерской свиты), содержащие в своем составе базальты и андезибазальты, отвечают, вероятно, андезит-дацит-риолитовому комплексу. Субвулканические тела, прорывающие низы бастахской серии (Буордахский массив), отвечают скорее всего наиболее молодому риолит-дацитовому комплексу.

Таким образом, в пределах Дарпирской СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО в ее поперечном сечении наблюдается струтурно-формационная зональность с северо-востока на юго-запад от последовательно дифференцированного гомодромного андезит-дацит-риолитового комплекса (Омулёвско-Лыглыхтахская СФПЗ) к антидромному вертикальному ряду, состоящему из трахириолит-риолитового и риолит-дацитового комплекса. В этом же направлении наблюдается общее увеличение калия с одновременным снижением железистости и глиноземистости в породах одинаковой основности, а также омоложение нижней возрастной границы вулканитов [Дылевский, 1994].

По химическому составу (табл. 17) дациты улахан-чистайской группы нормально- и умереннощелочные (трахидациты), высококалиевые с калиево-натриевым, в единичных случаях с натриевым (макс. Na_2O/K_2O – 1,26) типом щелочности. Основная масса пород на диаграмме TAS расположена в полях риолитов и риодацитов, дацитов, реже – андезитов и андезибазальтов. Доля пород повышенной щелочности (трахириолиты и трахириодациты, редко – трахидациты) проявлена в меньшей стпени. Почти все породы высококалиевые, уверенно коррелируются по этому показателю с данными по петротипам веринского комплекса той же улахан-чистайской группы [Государственная … , 2013б] и контрастно отличаются от преимущественно умеренно- и низкокалиевых вулканитов илиньтасской группы. Еще одним отличием от илиньтасской группы является резкое преобладание пород с калиево-натриевым типом щелочности (87 % проб) над разновидностями с натриевым типом. На диаграмме ($Na + K / Ca - A_c$ основная масса значений расположена возле известково-щелочного петрохимического тренда.

Акцессорные минералы [Ипатьева, 1974; Государственная (улахан-чистай) … , 1995ф] в породах улахан-чистайской группы (г/т): апатит (до 44 и 89), гранат (до 317 и 684), ильменит (до 14,5 и до 3058 в породах штока Ровный), циркон (до 60 и 75), анатаз (до 253), лейкоксен (до 19), флюорит (до 36), турмалин (до 89 в штоке Юлла), редко – ортит, монацит, сфен, корунд, рутил, андалузит. В значительных количествах (первые тысячи г/т) породы содержат разнообразные сульфиды.

Общий возрастной диапазон улахан-чистайской группы – оксфорд – середина титона. Однако в пределах Сумунской СФПЗ (4.1.1), Дарпирской СФЗ (4.1), Уяндино-Ясачненской СФО (4) возраст образований улахан-чистайской группы не древнее кимериджа.

С субвулканическими образованиями улахан-чистайской группы парагенетически связано оруденение золота и сурьмы, свинца и цинка, меди и ртути.

Тас-кыстабытский гранит-гранодиоритовый плутонический комплекс ($\gamma;\gamma\delta;\gamma\pi;\gamma\delta\pi;\alpha J_3tk$) (по хр. Тас-Кыстабыт) выделен П. П. Лычагиным под названием тас-кыстабытский [Лычагин, 1975]. Массивы гранитодов комплекса входят в составг СФО Главного колымского плутонического пояса (3),

Таблица 17

Химический состав пород улахан-чистайской группы (сумунский дацит-риолитовый комплекс), %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	76,72	0,12	11,91	0,76	1,84	0,06	1,17	0,96	2,04	5,36	0,04	0,51	100,30
2	75,94	0,08	11,67	0,30	1,31	0,04	0,34	0,61	3,87	4,84	–	–	100,00
3	75,92	0,21	11,55	1,06	1,48	0,02	–	0,79	1,39	5,83	0,07	–	98,32
4	75,70	0,14	11,44	0,24	3,27	0,05	сл.	1,22	3,04	5,18	0,04	0,21	100,35
5	75,54	0,20	12,15	0,07	1,51	сл.	0,40	0,56	4,25	4,21	–	–	99,38
6	75,45	0,16	12,46	0,68	1,81	0,03	–	0,50	3,26	4,65	0,05	–	99,05
7	75,44	0,12	13,18	0,47	2,10	0,08	сл.	1,22	2,72	4,34	0,12	0,39	100,18
8	74,76	0,10	12,18	0,38	2,44	0,04	0,43	1,40	2,54	4,38	0,01	0,83	98,66
9	74,74	0,20	13,04	0,53	1,97	0,02	0,25	0,82	3,14	4,52	0,02	0,42	99,52
10*	74,81	0,31	11,37	1,19	1,18	0,06	0,71	2,16	3,47	3,77	0,05	0,61	99,69
11	74,18	0,19	11,90	0,08	1,88	0,04	0,65	0,47	3,87	4,43	–	–	97,69
12	73,94	0,25	11,82	0,67	1,58	0,10	0,80	2,30	5,11	3,00	–	–	99,99
13	73,89	0,41	12,95	0,99	2,13	0,03	–	0,73	3,53	4,34	0,05	–	99,05
14	73,86	0,44	13,72	0,52	1,73	0,01	–	0,97	3,06	4,62	0,07	–	99,00
15	73,86	0,09	13,76	0,09	1,39	0,02	0,16	0,61	3,13	5,67	–	–	98,80
16	73,78	0,20	11,22	1,83	1,44	0,06	0,94	1,32	3,38	3,54	сл.	–	97,71
17	73,43	0,06	14,25	0,32	0,85	0,03	0,45	0,94	3,22	4,09	0,05	1,23	98,92
18	73,26	0,13	15,04	1,16	0,70	0,03	0,57	0,40	3,21	4,13	0,09	1,33	100,05
19	73,16	0,25	11,58	3,02	0,80	0,02	1,54	1,15	3,05	3,90	–	–	98,87
20*	73,11	0,35	12,31	0,71	2,08	0,04	0,88	1,19	3,01	4,46	0,07	0,94	99,14
21	72,77	0,34	14,05	0,33	1,73	0,02	0,34	0,65	3,53	4,44	0,11	1,23	99,54
22	71,24	0,25	8,80	1,37	4,68	сл.	1,05	2,60	2,48	3,74	–	–	98,12
23	70,97	0,64	12,79	0,15	2,72	0,05	0,92	1,30	4,36	3,95	–	–	97,81
24	70,92	0,33	12,77	1,98	1,19	0,05	1,54	2,25	3,09	3,66	–	–	98,36
25	70,36	сл.	11,64	2,64	0,52	0,05	1,03	4,05	3,05	3,32	–	–	97,69
26	69,74	1,12	13,18	1,42	2,07	0,04	0,61	1,43	3,24	4,88	0,30	–	98,03
27	69,45	0,42	14,25	0,77	2,93	0,05	0,23	2,11	3,83	3,05	0,11	1,89	99,09
28	69,33	1,00	14,40	0,60	2,34	0,02	0,74	0,82	3,07	6,28	0,27	–	98,87
29	68,02	0,52	14,50	1,92	2,88	0,04	1,62	0,61	1,94	6,12	0,25	–	98,42
30	59,72	2,03	15,02	4,01	4,57	0,17	2,41	7,09	2,02	2,66	0,46	–	100,16

Примечание. 1–20 – риолиты и трахириолиты (1, 2, 4, 5, 7–12, 15, 19, 20 – Кыгыл-Хаинский субвулкан, 3, 6, 13, 14, 16 – Правоинтахский субвулкан, 17 – субвулканический шток Марка, 18 – субвулканический шток Акбура), 21–29 – риодациты, трахириодациты и дациты (21 – Серганьинский субвулканический шток, 22–25, 28 – Кыгыл-Хаинский субвулкан, 26 – Правоинтахский субвулкан, 27 – шток Аччигый-Нагаин; 29 – шток Гурга, 30 – андезит, субвулканический шток, бассейн р. Эрэкит (Эрикит).

1, 2, 4, 5, 7–9, 11, 12, 15, 19, 22–25, 28 [Сурмилова и др., 1974ф], 3, 6, 13, 14, 16, 26, 29, 30 [Гринберг и др., 1974], 10, 20 (кол. «Сахагеоинформ», 2013 г.), 17, 18, 21, 27 [Клочков и др., 1979ф].

* Пробы с данными U-Pb SHRIMP определений.

образуя в ее юго-западной части самостоятельную магматическую зону. На территории листа расположены Ала-Чубукский (Поворотный), фрагментами – Нельканский и Арга-Салинский массивы. Комагматичные дайки связаны с массивами, а иногда группируются в ареалы, традиционно называемыми сериями – Загадочнинская дайковая серия на северном фланге Ала-Чубукского массива [Насыров и др., 1990ф]. Массивы комплекса сложены гранодиоритами (γδ) и биотитовыми гранитами (γ), дайки – гранит-порфирами (γπ), аплитов (α) и гранодиорит-порфирами (γδπ). Петротип комплекса – Тас-Кыстабытский массив расположен южнее листа Q-55 [Государственная … , 2016]. Нельканский массив в Верхоянской СЛ-200/2 Ю. С. Орловым рассматривался в качестве парапетротипа [Легенда … , 2000] тас-кыстабытского комплекса. Описание массивов приводится по материалам ГДП-200 [Зарубин и др., 2003ф, 2004ф].

Нельканский массив общей площадью около 1350 км^2 на территории листа представлен восточным краем. Он прорывает и метаморфизует дислоцированные терригенные отложения верхнего триаса. Массив вытянут в северо-северо-западном направлении. Осадочные породы на контакте с массивом преобразованы в роговики с ореолом шириной до 6 км. Арга-Салинский массив представлен только своей северной частью площадью не более 70 км^2. Близкое пространственное положение массивов, сходство их состава и общность зоны роговиков позволяют полагать, что на глубине они соединяются в единое крупное тело. Массивы приурочены к сводовой части брахиантиклинали. Контактовые поверхности наклонены под вмещающие толщи под углами от 10–30 до 50–70°, нередко до вертикальных, очень извилистые, причем в участках пологого залегания кровли, что более характерно для Нельканского массива, наблюдаются многочисленные сателлиты [Попов и др., 1974ф]. Ала-Чубукский массив (около 50 км^2), приуроченный к осевой части другой антиклинали, имеет более изометричные очертания, в его северной части и в зоне экзоконтакта локализованы комагматичные дайки гранодиорит-порфиров, сгруппированные в Загадочнинскую дайковую серию северо-восточного простирания [Насыров и др., 1990ф].

Интрузивные тела сложены средне-, средне-крупнозернистыми порфировидными биотитовыми гранитами, в меньшей мере гранодиоритами. Между гранитами и гранодиоритами наблюдаются постепенные переходы. Гранодиориты приурочены к краевым и апикальным частям интрузивных тел и, возможно, являются гибридными образованиями. В центральной части Арга-Салинского массива закартированы [Попов и др., 1974ф] графитоносные гранодиориты, отличающиеся от обычных биотитовых гранодиоритов присутствием (%) тонкочешуйчатого графита (8–40) и роговой обманки (до 7). В гранитах массива нередко повышается количество биотита – до 15–20 %.

Гранодиориты представляют собой светло-серые, серые мелко- и среднезернистые породы с массивной, реже такситовой текстурой и порфировидной структурой. Порфировидные выделения (15–45 %) представлены калиевым полевым шпатом (1–7 см), кварцем (0,5–1,5 см) и плагиоклазом (0,5–1 см). Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая, реже микропегматитовая. Порода состоит (%) из плагиоклаза (40–45, андезин № 35–40), кварца (25–30), калиевого полевого шпата (10–20, мик-

роклин-ортоклаз), биотита (5–15), иногда отмечается роговая обманка (до 3). Кварц образует крупные скелетные зерна, насыщенные пойкилитовыми включениями других минералов, реже он наблюдается в виде микропегматитовых вростков в полевых шпатах. Калиевый полевой шпат интенсивно пелитизирован, биотит образует крупные (до 3 мм) таблитчатые зерна или мелкочешуйчатые скопления. Акцессорные минералы представлены апатитом (до 1 %), цирконом, гранатом, монацитом, анатазом, ильменитом, турмалином, рутилом, галенитом, пиритом. Из вторичных развиты серицит, хлорит, эпидот, кварц и мусковит.

Граниты биотитовые – светло-серые средне- и крупнозернистые порфировидные породы с массивной текстурой. Основная структура гипидиоморфнозернистая гранитовая. Породы сложены (%) калиевым полевым шпатом (25–30, ортоклаз) плагиоклазом (до 30, андезин № 15–30), кварцем (25–30) и биотитом (до 6). Порфировидные выделения (15–30 % объема породы) представлены кварцем, калиевым полевым шпатом и олигоклазом. Размер их достигает 7–8 см, но в основном колеблется в пределах 1–3 см, размер зерен основной массы – 1–5 мм. Акцессорные минералы имеют более широкий спектр, чем в гранодиоритах. Здесь отмечаются апатит, циркон, турмалин, гранат, рутил, сфен, андалузит, флюорит, анатаз, монацит, ильменит, магнетит, шеелит, сфалерит, молибденит и арсенопирит. Вторичные минералы те же, что и в гранодиоритах.

По химическому составу (табл. 18) породы комплекса (по трем массивам, обнаженным на листе Q-55) на диаграмме TAS располагаются на границе пород нормальной и умеренной щелочности от гранодиоритов и граносиенитов до лейкогранитов и их умереннощелочных разностей. Все породы высококалиевые, а по типу щелочности – исключительно калиево-натриевые.

Интрузивы тас-кыстабытского комплекса прорывают отложения верхнего триаса. Определения абсолютного возраста по изотопным системам K и Ar показывают большой разброс значений и не позволяют сделать однозначных заключений о возрасте ввиду существенных влияний последующих термальных событий. Так, определения K-Ar методом по биотиту из гранитов Арга-Салинского массива показывают возраст от 137 до 155 млн лет, лейкогранитов поздней фазы – от 111 до 126 млн лет, для Нельканского массива по биотиту из гранитов – 125–178 млн лет [Государственная … , 2005]. Ar-Ar определения гранитоидов этого же массива – 139,8–144,8 млн лет [Layer et all., 2001; Тектоника … ,2001]. Позднеюрский (кимердж-титонский) возраст комплекса принимается на основании хорошо воспроизводимых данных U-Pb SHRIMP метода датирования. Датировки цирконов этим методом из гранитоидов, расположенных южнее петротипического массива Тас-Кыстабыт – 149 ± 2 и 151 ± 1 млн лет [Государственная … , 2016] и массива Труд – 153 ± 3 млн лет [Прокопьев и др., 2008]. Близкие U-Pb датировки получены непосредственно из гранодиоритов Нельканского массива к западу от западной рамки листа Q-55: 147,8 ± 1,1 млн лет [Прокопьев и др., 2008]; 144 ± 1,4 и 145 ± 2 млн лет (лист Q-54 ГК-1000/3, коллекция Ю. В. Кузнецова, 2017 г.); 150,3 ± 1,1 млн лет (неопубликованные материалы А. В. Прокопьева, письменное сообщение, июнь 2020 г.). Комплекс относится к гранит-гранодиоритовой формации. С породами комплекса связаны проявления, олова, серебра и графита.

Таблица 18

Химический состав пород тас-кыстабытского комплекса, %

№п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	76,20	0,25	12,75	0,37	1,65	0,04	0,25	1,56	3,01	3,92	0,13	0,84	99,97
2	72,45	0,28	14,47	0,40	2,24	0,06	0,46	1,22	3,14	4,66	0,10	0,35	99,83
3	72,30	0,35	13,85	0,57	2,30	0,04	0,33	1,09	3,49	5,25	0,13	0,36	100,06
4	72,10	0,30	13,84	0,67	1,67	0,04	0,62	1,54	3,60	5,24	0,11	0,46	100,19
5	71,50	0,41	14,15	0,57	2,37	0,05	0,66	1,47	3,40	4,84	0,15	0,48	100,05
6	69,10	0,59	14,25	0,81	3,23	0,07	0,83	1,96	3,12	4,30	0,19	0,80	99,25
7	67,87	0,55	15,14	0,66	3,72	0,07	0,82	1,92	3,36	4,47	0,20	0,50	99,28
8	66,80	0,66	15,70	1,16	3,23	0,07	1,08	2,50	3,37	4,23	0,23	0,80	99,83
9	66,80	0,66	15,75	0,84	3,52	0,07	1,00	2,40	3,58	4,30	0,22	0,60	99,74
10	66,20	0,73	16,20	0,10	4,38	0,07	1,16	2,50	3,54	4,35	0,23	0,56	100,02
11	76,30	0,13	11,83	0,31	1,18	0,03	0,14	0,69	3,16	5,23	<0,05	0,52	99,49
12	75,40	0,16	12,24	0,61	1,22	0,03	0,19	0,69	3,10	5,38	<0,05	0,50	99,47
13	74,80	0,22	12,31	0,52	1,33	0,03	0,31	0,87	3,07	5,00	<0,05	0,54	98,98
14	73,40	0,33	12,58	0,33	1,98	0,05	0,44	1,19	3,03	5,41	0,08	0,54	99,29
15	72,40	0,38	13,50	0,44	2,23	0,05	0,50	1,69	3,26	4,15	0,08	0,58	99,21
16	69,40	0,51	14,04	0,38	2,91	0,07	0,75	2,12	3,75	5,00	0,12	0,48	99,46
17	68,40	0,60	14,69	0,83	2,98	0,06	0,94	2,31	3,27	4,35	0,14	1,00	99,51
18	66,70	0,75	14,86	0,49	3,66	0,09	1,25	2,56	3,49	4,27	0,18	0,80	99,04
19	66,60	0,69	14,97	0,79	3,66	0,08	1,06	2,69	3,79	4,00	0,16	0,48	99,00
20	65,90	0,85	14,52	0,74	4,60	0,10	1,44	2,37	3,65	4,30	0,19	0,58	99,17
21	76,40	0,11	12,04	<0,01	1,26	0,02	0,12	1,62	2,86	5,29	0,07	0,70	100,47
22	74,90	0,14	12,87	0,40	1,22	0,05	0,21	0,56	3,29	4,74	0,18	0,76	99,30
23	74,20	0,23	12,94	0,28	1,6	0,03	0,31	0,69	3,01	4,89	0,12	0,81	99,06
24	71,70	0,38	14,45	0,35	2,01	0,05	0,84	1,75	3,27	4,49	0,16	0,76	100,13
25	71,50	0,38	13,83	0,21	2,37	0,05	0,62	3,44	3,20	4,41	0,14	0,66	100,74
26	69,10	0,56	14,83	0,21	3,16	0,05	0,87	2,19	3,22	4,30	0,14	0,68	99,19
27	68,80	0,61	14,63	0,78	2,55	0,06	1,06	2,56	3,10	4,57	0,13	0,72	99,50
28	68,40	0,60	15,32	0,69	3,13	0,06	1,12	2,06	3,28	4,37	0,19	1,12	100,24
29	67,90	0,74	14,56	0,98	2,80	0,06	1,25	2,50	3,53	4,32	0,17	0,96	99,70
30	66,90	0,91	14,70	0,61	3,59	0,08	1,37	3,81	3,30	3,88	0,20	0,68	99,95

Примечание. 1–10 – Нельканский массив; 11–20 – Ала-Чубукский массив, 21–30 – Арга-Салинский массив [Зарубин и др., 2002ф, 2004ф].

Колымский гранитовый плутонический комплекс (γ;γδ;γπ;γδπ;lγ;α;ρJ_3k) выделен в конце 1960-х годов [Гельман и др., 1969] на основе ранее сформулированного Ю. А. Билибиным понятия «колымских гранитов» [Билибин, 1935; Матвеенко и др., 1958]. Образования комплекса распространены на территории листа в пределах СФО Главного колымского плутонического пояса (3). С северо-запада на юго-восток протягивается цепь таких крупных ба-

толитов как Хаяргастахский, Левоэрикитский (Мал-Хаинский), Правоэрикитский, Чугулукский и Дарпирский (Еллу). Менее крупные массивы – Кыгыл-Хаинский и Гырбыньинский (Барыллыэлахский) сопряжены с субвулканическими образованиями улахан-чистайской группы. Ряд крупных батолитов сопровождается саттелитами. На южном фланге Хаяргастахского массива расположены саттелиты Волшебник, Сфинкс и Музыкальный, причем два последних нередко рассматриваются как единый Курский массив. На северном и южном окончании Правоэрикитского массива известны его сателлиты Интахский и Буордахский. На южном окончании Левоэрикитского массива обнажен Токайский шток. Хаслардахский шток скорее всего представляет собой северный сателлит Кыгыл-Хаинского массива. Ряд мелких массивов к западу от Дарпирского батолита не имеет с ним отчетливой связи – Мела (Хара-Уряхский), Душный, Ачмолачан [Клочков и др., 1979ф; Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф] и Чингакан* [Диман, 1992]. Все эти батолиты и мелкие тела сложены гранитами (γ) (биотитовыми и двуслюдяными лейкогранитами), гранодиоритами (γδ) и вместе с комагматичными дайками гранит-порфиров (γπ) и гранодиорит-порфиров (γδπ), лейкогранитов (lγ) аплитов (α) и пегматитов (ρ) относятся к типичной гранитовой формации.

Самым крупным на территории листа по площади (около 1100 км^2) является Левоэрикитский массив, который на ранних стадиях исследований нередко назывался Мал-Хаинским (по горе Мал-Хая, 2084 м). Правоэрикитский массив имеет площадь около 400 км^2 [Государственная … , 1979б], площадь Чугулукского массива – 380 км^2 [Позднемезозойский … , 1971]. В плане интрузивные тела вытянуты вдоль общего северо-западного–юго-восточного простирания складчатых структур. Контактовые поверхности массивов наклонены под вмещающие толщи, хотя на участках крутых контактов местами отмечаются наклоны их в обратную сторону [Данилогорский и др., 1997ф]. Северо-восточные контакты крупных массивов обычно крутые (75–80°), а юго-западные – пологие (20–45°). Крутые наклоны контактов наиболее характерны для Левоэрикитского массива. Чугулукский массив представляет собой крупное, в целом изометричное, но слегка вытянутое в северо-западном направлении плитообразное тело, падающее в северо-восточном направлении, где оно примыкает к зоне продольных соскладчатых разломов. Массив характеризуется резко неоднородным строением. Западная часть сложена равномерно крупнозернистыми разновидностями гранитов, однородными по составу и структуре. Гырбыньинский массив приурочен к разломной зоне северо-западного–юго-восточного простирания. Это вытянутая трещинная интрузия сложного строения северо-западного простирания, осложненная серией более поздних нарушений. Первичные биотитовые граниты сохраняются лишь в виде реликтовых полей среди бластомилонитов по гранитам и катаклазированных гранитов, подвергшихся на отдельных участках мусковитизации и серицитизации. Остальные массивы также сложены среднезернистыми, обычно порфировидными биотитовыми гранитами, в меньшей мере – гранодиоритами, гранодио-

* Не путать с более известным одноименным массивом на восточном фланге Тас-Кыстабытского магматического пояса (лист P-55).

рит-порфирами и лейкократовыми гранитами. Между гранитами и гранодиоритами наблюдаются постепенные переходы. Гранодиориты обычно развиты в краевых и апикальных частях интрузивных тел, являясь гибридными образованиями. Гранодиориты особенно характерны для Левоэрикитского массива, а лейкократовые граниты – для Правоэрикитского. Сателлиты Хаяргастахского массива – Волшебник, Сфинкс и Музыкальный – небольшие куполовидные тела, сложенные среднезернистыми, мелкозернистыми двуслюдяными и мусковитовыми редкометалльными гранитами, прорывают и метаморфизуют осадочные образования триасового и юрского возрастов. Контакты пологие (10–35°) и падают в сторону вмещающих пород [Недосекин, 1988].

Граниты – розовато-серые лейкократовые массивные грубоплитчатые породы. Они сложены (%) калиево-натриевым полевым шпатом (40–45), плагиоклазом (30–35), кварцем (25–30) и биотитом (до 5–7). В порфировидных разновидностях вкрапленники сложены калиево-натриевым полевым шпатом и составляют 25–30 % от общего объема породы. Структура промежуточной массы гранитовая.

Гранит-порфиры – белые и розовато-серые мелкозернистые породы, четко порфировой структуры. Мелкие вкрапленники калинатровых полевых шпатов хорошей огранки составляют 15–20 % от общего объема породы. Промежуточная масса микрогранитовой, участками гранофировой структуры сложена (%) калинатровым полевым шпатом (40–45), плагиоклазом (35–40), кварцем (25–30) и биотитом (до 5).

Гранодиориты характеризуются темно-серым, зеленовато-серым цветом, массивной текстурой, крупно-среднезернистой, реже порфировидной и пегматитовой структурой. Они сложены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, биотитом, амфиболом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, турмалином и сфеном; вторичные минералы – серицитом, хлоритом, мусковитом и эпидотом.

Гранодиорит-порфиры отличаются от гранодиоритов порфировой структурой. Вкрапленники – плагиоклаз, кварц, биотит; мелкозернистая аллотриоморфная основная масса имеет кварц-полевошпатовый состав. В эндоконтактовых зонах гранитных интрузий отмечаются секущие, крутопадающие дайки гранодиорит-порфиров мощностью 0,5–3 м и длиной 0,5–1 км.

Лейкограниты – мелкозернистые светло-серые породы, состоящие (%) из калиевого полевого шпата (43–54), кварца (30–48), плагиоклаза (5–6), мусковита (2–3) и биотита (до 3).

Аплиты слагают маломощные дайки протяженностью не более 1,5 км, которые ограниченно распространены на Левоэрикитском и Чугулукском массивах.

Дайки и жилы *пегматитов* мощностью 0,1–3 м и протяженностью до 1,2–1,5 км ограниченно распространены на Хаяргастахском, Лево- и Правоэрикитском массивах. Пегматиты состоят (%) из микроклина (60–70), кварца (35–40), небольшого количества альбита, биотита и мусковита. Встречаются гранат, циркон, апатит, хлорит и эпидот.

По химическому составу породы колымского комплекса, слагающие массивы на территории листа Q-55, отвечают серии нормально- и умереннощелочных от гранодиоритов до лейкогранитов (табл. 19). Все породы высокока-

лиевые, калиево-натриевого, реже (10–12 % проб) натриевого (макс. Na_2O/K_2O – до 1,23) типа и близки к таковым из петротипических массивов (Оханджа и Чьорго, лист P-55) и средним химическим составам гранитов комплекса в разных частях СФО Главного колымского плутонического пояса. Особенностью ряда массивов комплекса, в том числе петротипических, является присутствие в них высокоглиноземистых минералов – граната, андалузита, кордиерита, силлиманита, шпинели, корунда, позволивших многим исследователям отнести рассматриваемые граниты к формации высоглиноземистых гранитов [Саболев, Колесниченко, 1979].

Кроме присутствия пород с натриевым типом щелочности, некоторым отличием от тас-кыстабытского комплекса является более низкое содержание щелочей в гранодиоритах и гранитах и наличие в небольших количествах их собственно низкощелочных разностей, неизвестных на территории листа в гранитах тас-кыстабытского комплекса. Лейкограниты и их умереннощелочные разности в обоих комплексах близки по составу.

Установлено, что колымские граниты прорывают и метаморфизуют на территории листа триасовые и юрские отложения до сумунской свиты верхов кимериджа включительно. Граниты срезают и метаморфизуют дайки нерабохапчинского комплекса оксфорд-кимериджского возраста. Достоверно задокументированных пересечений колымскими гранитами более молодых образований нет. Данные K-Ar определений для гранитов колымского комплекса, слагающих массивы на территории листа Q-55, довольно многочисленны [Ненашев, 1965, 1979; Ненашев и др., 1980, 1985; Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф] (млн лет): 70–122 (Хаяргастахский), 78–156 (Левоэрикитский), 67–98 (Правоэрикитский), 49–72 (Гырбыньинский) 70–142 (Чугулукский), 115–118 (Дарпирский), 138 (Мела). Столь большой разброс значений возраста не может иметь геологическое значение. Ar-Ar определения на площади листа известны только для штока Волшебник – 140,7 ± 0,7 млн лет и 141,7 ± 0,5 млн лет [Layer et all., 2001].

Таблица 19

Химический состав пород колымского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	76,53	0,07	12,28	–	0,97	0,015	0,05	0,50	3,19	5,33	–	–	98,94
2	75,86	0,02	12,45	–	1,23	0,015	0,01	0,94	3,57	5,55	–	–	99,65
3	66,48	0,89	13,43	0,47	4,13	0,10	1,86	3,50	2,78	3,62	0,12	–	97,33
4	64,49	0,65	15,55	0,48	5,19	0,08	1,76	3,99	3,36	2,71	0,16	–	98,42
5	75,85	0,07	12,30	–	1,35	0,02	0,08	0,79	3,71	4,96	–	–	99,13
6	75,72	<0,02	12,7	–	1,26	0,043	0,03	0,37	4,02	4,37	0,34	–	98,85
7	73,12	<0,02	13,22	–	1,70	0,04	0,04	0,54	3,57	4,68	0,25	–	97,16
8	74,00	0,14	14,40	0,34	1,12	0,02	–	0,36	4,25	4,35	0,41	–	99,39
9	75,29	<0,02	13,02	–	2,12	0,04	–	0,30	3,62	4,41	0,12	–	98,92
10	75,49	<0,02	12,57	1,55	0,71	0,10	0,03	0,45	3,71	3,88	0,12	–	98,61

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
11	72,80	<0,02	16,21	–	1,25	0,16	–	0,06	5,01	1,81	0,25	–	97,55
12	75,56	0,14	12,25	0,39	1,44	0,05	0,73	0,56	2,80	5,70	0,05	–	99,67
13	71,80	0,13	13,62	3,75	–	0,05	0,38	1,94	3,00	4,52	–	–	99,19
14	64,56	0,47	14,70	0,31	5,21	0,08	2,53	4,33	2,84	3,32	0,11	–	98,46
15	76,20	0,13	12,88	0,21	1,00	0,05	0,04	0,48	3,19	4,53	–	–	98,71
16	74,40	0,03	14,12	0,28	0,68	0,04	0,24	0,73	3,60	4,80	0,12	–	99,10
17	73,76	0,51	14,49	0,32	1,78	0,06	0,36	0,36	3,24	3,75	–	–	99,64
18	75,97	0,03	12,03	0,38	1,08	–	0,79	0,44	2,39	6,50	–	–	99,61
19	73,89	–	13,12	0,61	1,54	0,02	0,78	0,77	4,00	4,35	–	–	99,08
20	70,22	0,44	14,22	0,35	3,12	0,05	0,78	2,07	3,40	4,21	0,11	0,84	99,81
21	67,90	0,56	14,93	0,91	3,49	0,06	1,04	2,80	3,17	3,73	0,14	0,93	99,66
22	66,17	0,47	15,10	3,03	2,51	1,68	2,55	2,90	4,24	сл.	–	–	98,69
23	76,34	0,20	11,47	0,38	1,64	0,05	0,34	1,11	2,62	4,92	0,06	–	100,26
24	74,92	0,27	12,06	0,56	1,71	0,05	0,30	1,17	3,03	4,35	0,10	–	99,55
25*	73,11	0,40	13,46	0,71	2,30	0,05	0,41	1,37	3,19	4,64	0,11	–	99,75
26	70,82	0,30	14,27	1,47	2,18	0,10	0,17	2,44	2,90	3,56	0,16	1,40	99,77
27	64,58	0,38	16,25	3,42	2,77	0,14	1,72	4,06	2,98	2,50	0,06	1,03	99,64
28	71,46	0,20	14,48	0,78	2,27	0,04	0,73	2,12	3,02	3,76	0,11	0,88	99,85
29	76,30	0,13	12,80	0,22	2,19	0,04	сл.	0,38	3,41	4,40	0,19	0,25	100,31
30	69,94	0,54	15,42	0,36	3,41	0,06	0,63	1,57	3,86	3,85	0,26	0,31	100,21
31	76,66	0,10	12,11	0,52	1,22	0,02	0,10	0,70	2,95	4,59	0,01	0,56	99,64
32	70,64	0,23	15,32	0,21	2,80	0,03	0,27	1,93	3,31	3,89	0,01	–	98,36

Примечание. Массивы и штоки: 1–5 – Хаяргастахский (5 – дайка), 6–8 – Сфинкс (8 – дайка), 9–11 – Волшебник (10 – дайка, 11 – пегматиты), 12–15 – Левоэрикитский (15 – дайка), 16,17 – Правоэрикитский (17 – сателлиты в Буордахском субвулкане), 18–22 – Чугулукский, 23–27 – Кыгыл-Хаинский, 28 – Гырбыньинский (Барыллыэлахский), 29, 30 – Дарпирский (Еллу), 31 – Ачмолачанский, 32 – Мела (Хара-Юряхский).

* Проба с данными U-Pb SHRIMP определений.

Современные U-Pb SHRIMP определения возраста цирконов получены ранее для Хаяргастахского (154,6 ± 0,95 млн лет – письменное сообщение А. В. Прокопьева, 2018 г.) и Чугулукского (150,6 млн лет) [Акинин и др., 2009] массивов. При подготовке листа Q-55 ГК-1000/3 тем же методом продатированы массивы Кыгыл-Хаинский (153,1 ± 1,1 млн лет) и Гырбыньинский (148,9 ± 1,6 млн лет) (коллекция Ю. А. Маланина, 2015 г.). В непосредственной близости от южной рамки листа расположен петротип комплекса – массив Оханджа, в пределах которого ранее получено три U-Pb SHRIMP датировки (млн лет): 148,8 ± 1,3; 150,3 ± 1,0; 156,2 ± 2,3 [Государственная … , 2016]. Все приведенные даты охватывают интервал от кимериджа до титона включительно. К настоящему времени в пределах СФО Главный колымский плутонический пояс получены несколько десятков U-Pb SHRIMP датировок гранитоидов колымского комплекса. Почти все они заключены в узком диапазоне 155–145 млн лет с модальным значением 148 млн лет. На основании этих данных и достоверно установленных геологических соотношений принимается позд-

неюрский возраст колымского комплекса, как наиболее вероятное время формирования плутонов комплекса – титонский век*. Колымский комплекс практически синхронен вулканитам поздних элементов улахан-чистайской группы андезит-риолитовых осадочно-вулканогенных комплексов.

С гранитами колымского комплекса на территории листа связано редкометалльное, а в ряде массивов (Дарпирский, Гырбыньинский, Левоэрикитский) – урановое оруденение в зонах грейзенизации.

Сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс (по р. Сугун (Сумун) выделен в Яно-Индигирской СЛ-200/2 [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф]. Распространен в пределах Уяндино-Ясачненской СФО (4) среди осадочных пород палеозойского субстрата стратифицированных вулканогенных образований улахан-чистайской и илиньтасской групп осадочно-вулканогенных комплексов (гл. «Стратиграфия»).

Комплекс включает в себя Сугунский (Кококлло), Левохараулахский (петротип), Правохараулахский (Копех-Аянский [Лапшинов и др., 1960ф], Сагырский, Моховой, Верхнезырянский, Безымянный, Левосереченский массивы, Илинь-Тасские штоки, ряд мелких тел и немногочисленные комагматичные дайки.

По материалам ГСР-200 [Сурмилова и др., 1974ф] в составе комплекса выделено две фазы. В *первую фазу* ($\delta J_3 s_1$) внедрялись диориты (δ) и кварцевые диориты, в отдельных случаях габбро (в масштабе карты не выражаются). Ко второй фазе отнесены граниты ($\gamma J_3 s_2$) и лейкограниты, гранодиориты ($\gamma\delta J_3 s_2$), дайки гранит-порфиров ($\gamma\pi J_3 s_2$), гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\pi J_3 s_2$). Описание массивов и составов пород комплекса приведено по материалам ГСР-200 и тематических работ [Сурмилова и др., 1974ф, 1979ф; Мерзляков и др., 1987а,ф; Бахарев и др., 1979; Ипатьева, 1980; Тектоника … , 1981; Диман, 1992].

Левохараулахский массив (24 км^2), рассматриваемый в качестве петротипа, имеет в плане округлую форму и круто сечет верхнеордовикские и силурийские отложения. Западный контакт имеет пологое падение на восток, южный и северный близки к вертикальному. Центральная часть массива сложена диоритами и кварцевыми диоритами (первая фаза) массивными средне- и крупнозернистыми, участками порфировидными. Их окружают гранодиориты второй фазы, включающие комагматичные дайки гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. В целом аналогичное строение, но более сложную форму имеет также двухфазный Сагырский массив (около 5 км^2).

Правохараулахский массив (около 48 км^2) имеет овальную форму. Контакты массива со всех сторон крутые секущие. Северный контакт слегка извилистый. Экзоконтактовые изменения выражаются в сильном ороговиковании сланцев среднего ордовика и скарнировании прослоев известняков. Роговики кварц-

* Ряд геологов, в т. ч. часть авторов данной работы склонны относить гранитоиды колымского комплекса к раннему мелу (поздней юре – раннему мелу), ссылаясь на примеры пересечения ими нижнемеловых отложений. Однако достоверных соотношений гранитных массивов колымского комплекса, имеющих позднеюрские U-Pb датировки по цирконам, с нижнемеловыми осадочными толщами пока нигде не установлено. Следует также иметь в виду, что меловые отложения рассматриваемой территории датированы только палеофлорой, являющейся ненадежным корреляционным инструментом *(прим. науч. ред.)*.

полевошпатовые пятнистые массивные, часто окремненные. Скарны эпидот-кальцитовые, редка эпидот-диопсидовые. Западная и центральная части массива сложены биотитовыми крупнозернистыми порфировидными гранитами, фациально замещающимися в восточной части интрузии гранит-порфирами.

Левосереченский массив (около 1 км^2) обнажается на левобережье верхнего течения р. Серечен, где приурочен к границе структурного несогласия между отложениями ордовика и девона. Выходы его вытянуты вдоль контакта в северо-западном направлении. Большая часть тела (около 60 %) сложена светлыми розовато-серыми порфировидными гранодиоритами, окруженными со всех сторон, кроме юго-восточной части тела, выходами габбро. Габбро являются производными самостоятельной ранней интрузивной фазы и рассекаются апофизами гранитоидов. Преобладают среди габброидов темно-зеленые мелкокристаллические неяснопорфировые разности, включающие обособления (до 15 на 10 см) средне- и крупнокристаллических (реже пегматоидных) лейкогаббро и габбродиоритов, в которых кристаллы цветных минералов достигают 1,5–2 см в длину. Контакты габброидов с вмещающими отложениями неровные, с апофизами, в целом довольно круто, под углом 70° погружающиеся под осадочные породы [Мерзляков и др., 1987а,ф].

Диориты первой фазы слагают центральные части отдельных массивов и мелкие (не более 2 км^2) отдельные штоки (Сугунский и др.), имеющие крутые эруптивные контакты с вмещающими ордовикскими и нижнесилурийскими отложениями. Штоки имеют однородное строение и состав, в них часто хорошо выражена трещиноватость в нескольких направлениях. Все системы трещин имеют крутое падение (60–80°). Диориты представляют собой зеленовато-серые средне- и мелкозернистые породы с массивной текстурой, сложены (%) андезином (65–80) и роговой обманкой (20–30). В отдельных телах в диоритах присутствует авгит (до 15–20). Акцессорные минералы – магнетит, апатит, ильменит, пирит, сфен. Структура гипидиоморфнозернистая, в отдельных случаях неравномернозернистая.

Габбро первой фазы изучены только в Левосереченском массиве [Мерзляков и др., 1987а,ф]. Главными минералами габброидов являются (%): плагиоклаз (55–70), моноклинный пироксен (до 10), роговая обманка (до 10–15), биотит (7–10), титаномагнентит (около 5). Плагиоклаз представлен лейстовидными кристаллами лабрадора с прямой зональностью изменения состава. Клинопироксен бесцветен, ксеноморфен по отношению к плагиоклазу. Его обрастает и замещает зеленовато-бурая роговая обманка. К амфиболу по времени кристаллизации близок титаномагнетит, на зерно которого, как и на кристаллы роговой обманки, нарастает темно-бурый биотит. Вблизи контаков габброидов с известняками появляются породы, соответствующие по составу сиенитам. Они состоят из призм (до 1 см длиной) бледно-зеленого клинопироксена (15–20 %), включенных в агрегат ксеноморфных сильно, пелитизированных зерен калинатрового полевого шпата (70–75 %). Наряду с ними устанавливаются довольно крупные кристаллы сфена и апатита.

По химическому составу диориты первой фазы отвечают монцодиоритам, монцонитам и кварцевым диоритам с калиево-натриевым типом щелочности. По содержанию калия они занимают граничное положение между умеренно- и высококалиевыми. Микропримеси представлены Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, Zr,

Cu, Sr, Ba. Габброиды характеризуются существенными вариациями содержаний щелочей, в том числе калия, а также глинозема. Вследствие этого некоторые разности отвечают умереннощелочным габбро.

Гранодиориты и граниты второй фазы слагают штокоподобные, округлые или слегка вытянутые тела (площадью от 1 до 40 км^2), а их порфировые разности – редкие комагматичные дайки.

Граниты – розово-серые лейкократовые массивные грубоплитчатые породы. Они Сложены (%) калинатровым полевым шпатом (40–45, до 50–65), плагиоклазом (от 3–15 до 30–35), кварцем (25–30) и биотитом (до 3 и 5–7). Гранит-порфиры встречаются среди основной массы гранитов и представляют собой белые и розовато-серые мелкозернистые порфировидные породы. Мелкие вкрапленники калинатровых полевых шпатов хорошей огранки составляют 15–20 % от общего объема породы. Среди акцессорных минералов [Ипатьева, 1980] отмечены (г/т): магнетит (90–2402, до 13 828) (в адамеллитах Левохараулахского массива), ильменит (6–365), циркон (17–104), апатит (6–49), сфен (до 1801), ортит (118–342), монацит (до 18), торит (до 6), флюорит (1–6), пирит (2–11), эпидот (320–395).

Гранодиориты – серые массивные, иногда такситовые проды, сложенные (%) андезином (50–60, № 30–38), кварцем (15–20), микроклином (10–15), роговой обманкой (10–15) и среднежелезистым биотитом (1–5). Акцессорные минералы – магнетит, сфен, апатит и циркон.

Дайки гранит- и гранодиорит-порфиров второй фазы мощностью 2,5–10 м закартированы на правобережье р. Рассоха и в верховьях р. Илин-Юрях (правый приток р. Мома). Контакты их резкие, с элементами закалки [Сурмилова и др., 1974ф]. Центральные части обычно раскристаллизованы до характерной порфировой структуры, в периферической части встречаются микрозернистые разности.

По химическому составу (табл. 20) породы второй фазы комплекса по типу щелочности сильно варьируют от натриевой до нормальной. Отдельные анализы, попадают в поля граносиенитов.

Данные по редким и P_3 элементам сугунского комплекса получены только для небольшого массива Безымянный, по котрому нельзя судить о комплексе в целом. Приведенный график (рис. 16) боле всего отвечает гранитам I типа, отражая, возможно, смешанный источник расплава, возникшего в результате коллизии или субдукции. Признаком последней является весьма низкое Rb/Sr отношение, указывающее на доминирующую роль в источнике расплава основных магматических пород, при том, что гранитный массив размещается среди пород континентального блока. Такие геохимические характеристики гранитоидов возможны также при трансформном взаимодействия плит.

Таблица 20

Химический состав горных пород сугунского комплекса

№п/п	1**	2	3	4***	5	6	7***	8***	9***
SiO_2	46,83	55,10	60,43	66,32	66,5	67,1	68,8	69,51	71,47
TiO_2	1,90	0,96	1,08	0,80	0,55	0,49	0,42	0,38	0,39

№п/п	1**	2	3	4***	5	6	7***	8***	9***
Al_2O_3	16,42	15,52	16,54	14,61	17,1	16,3	16,1	14,08	13,50
Fe_2O_3	–	3,10	2,86	2,24	1,39	2,03	1,18	1,40	1,18
FeO	13,89*	6,25	4,74	2,73	1,63	1,70	1,13	2,01	2,01
MnO	0,24	0,15	0,14	0,10	0,066	0,056	0,049	0,043	0,07
MgO	5,43	3,95	1,94	1,31	1,27	1,09	1,06	1,00	1,88
CaO	11,00	5,05	5,29	3,33	3,00	3,37	3,63	1,64	0,55
Na_2O	3,33	4,48	4,05	3,72	6,68	4,19	5,80	3,52	4,20
K_2O	0,83	2,02	2,30	3,06	0,98	2,46	1,00	3,45	1,50
P_2O_5	0,12	0,45	0,26	0,17	0,19	0,17	0,15	0,096	0,086
ппп	–	2,19	0,22	0,96	0,67	0,91	0,60	2,50	2,16
Сумма	100,00	101,22	102,85	99,35	105,03	105,87	99,92	99,63	99,00
Микроэлементный состав пород комплекса, ppm									
La					14,4	18,7	21,5		
Ce					29,4	36,1	47		
Pr					3,61	4,14	5,54		
Nd					13,8	16,1	20,1		
Sm					3,27	3,17	3,58		
Eu					1,04	1,08	1,13		
Gd					2,98	2,98	3,37		
Tb					0,47	0,47	0,46		
Dy					2,62	2,69	2,59		
Ho					0,60	0,56	0,56		
Er					1,78	1,67	1,63		
Tm					0,26	0,26	0,22		
Yb					1,92	1,74	1,78		
Lu					0,31	0,29	0,29		
V					22	25,6	19,9		
Cr					22,5	8,08	24,0		
Ni					9,12	3,59	6,59		
Rb					15,8	50,8	14,4		
Sr					436	341	449		
Y					17,1	16,2	16,5		
Zr					129	118	105		
Nb					9,61	9,6	9,74		
Ba					298	789	465		
Hf					4,05	3,89	3,62		
Ta					0,87	0,86	0,83		

№п/п	1**	2	3	4***	5	6	7***	8***	9***
Pb					4,32	7,66	5,83		
Th					5,54	4,87	6,36		
U					1,81	0,95	1,73		

Примечание. 1–3– породы I фазы (1 – монцогаббро, 2 – монцодиорит, 3 – кварцевый диорит, 4–9 – породы II фазы (4 – гранодиориты, 5–9 – граниты). 1 – [Мерзляков и др., 1987 ф.], 2 – [Сурмилова и др., 1974 ф]; 3–4, 8–9, (кол. ГУП «Сахагеоинформ», 2013 г.), 5–7 – массив Безымянный, кол. А. В. Рогова (2016 г.).

* FeO – общий.

** Анализ пересчитан на сухой остаток.

*** Пробы с данными U-Pb SHRIMP датирования: 4 – 154,0 ± 1,2 млн лет; 7 – 153,92 ± 0,75 млн лет; 8 – 150,9 ± 1,6 млн лет; 9 – 153,3 ± 1,4 млн лет.

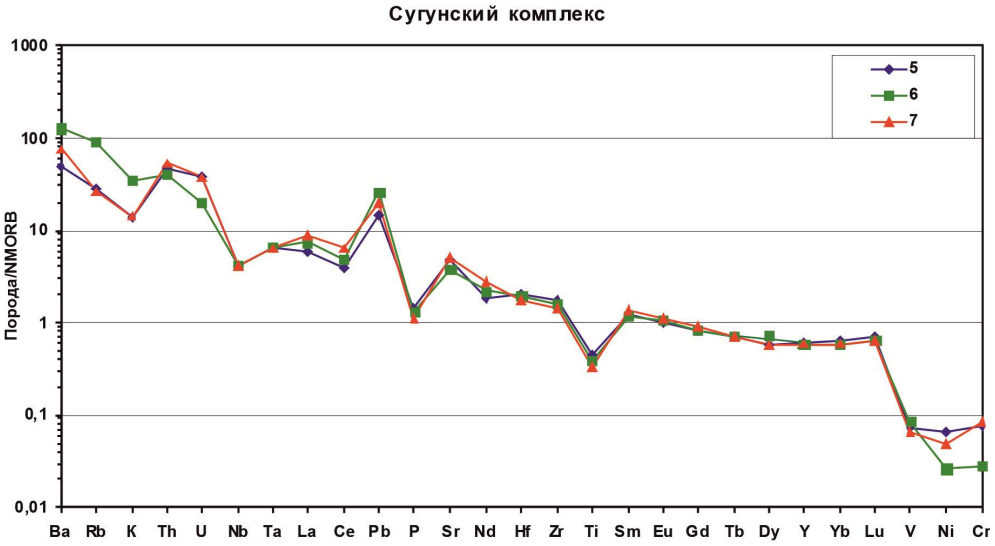


Рис. 16. Мультиэлементные спектры пород сугунского комплекса (табл. 20).

Интрузивы сугунского комплекса прорывают отложения от ордовика до девона включительно. Ранее выполненные радиологические определения возраста K-Ar методом многочисленны и показывают значения в широком интервале [Сурмилова и др., 1974ф; Государственная (Сасыр) … , 1981; Государственная (устье р. Булкут) … , 1987; Ненашев и др., 1985]:

– для диоритов первой фазы по плагиоклазу (млн лет): 201, 178, 143 и 145, по калинатровому полевому шпату – 86 млн лет, по валу из породы (млн лет): – 114, 108 и 72;

– для гранодиоритов второй фазы по плагиоклазу – 148 млн лет, по биотиту – 158 млн лет, по калинатровому полевому шпату – 99 млн лет и 91 млн лет, по валу – 137 млн лет; для гранитов второй фазы по плагиоклазу (млн лет): – 138, 135 и 122 (два определения), по калинатровому полевому шпату – 112 и 86 млн лет, по валу (млн лет): – 155, 142, 135 ± 5, 120 ± 5;

– для порфировых и лейкократовых разностей пород, в том числе и даек, по плагиоклазу – 125 млн лет и 111 млн лет, по калинатровому полевому шпату (млн лет): 92, 80, 77;

– по валу для амфибол-биотитовых гранитов Левохараулахского массива – 102 и 112 млн лет;

– по валу для амфибол-биотитовых, лейкократовых гранитов и по биотиту для гранит-порфиров Правохараулахского массива – 131, 116 и 148 млн лет соответственно.

Такой разброс датировок не позволяет использовать их для определения возраста комплекса. Выполненные в процессе составления листов Q-55 ГК-1000/3 и Q-55-XXIX-XXX ГК-200/2 U-Pb SHRIMP датировки по цирконам показали четкие сопоставимые результаты:

– из диоритов первой фазы Сугунского массива (коллекция Ю. А. Маланина) – 154,0 ± 1,2 млн лет;

– из гранитов второй фазы Левохараулахского массива (коллекция Ю. А. Маланина, 2013 г.), – 153,3 ± 1,4 млн лет, Правохараулахского массива (коллекция Ю. А. Маланина, 2013 г.) – 155,1 ± 1,3 млн лет, Безымянного штока (коллекция А. В. Рогова, 2016 г.) – 153,92 ± 0,75 млн лет, из гранодиоритов Левохараулахского массива (коллекция Ю. А. Маланина, 2013 г.) – 150,9 ± 1,6 млн лет, из гранодиоритов Левосереченского массива (коллекция С. Н. Сычева, 2018 г.) – 157,9 млн лет. Ранее определенный тем же методом и скорректированный на содержание обыкновенного свинца ^{204}Pb возраст цирконов из гранитов Правохараулахского массива составил 154,3 млн лет [Акинин и др., 2009]. Приведенные данные укладываются в интервал конец окфорда – начало титона.

Комплекс отвечает диорит-гранодиоритовой формации.

Хара-улахский гранит-порфир-сиенит-порфировый гипабиссальный комплекс ($\varepsilon\gamma\pi;\xi\pi J_3h$) (по р. Хара-Улах) выделен как раннемеловой при подготовке рабочих материалов Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Розенкранц и др., 2000ф]. Ареал распространения практически совмещен с основным ареалом сугунского комплекса (Омулевско-Лыглыхтахской СФПЗ (4.1.2) Дарпирской СФЗ (4.1) Уяндино-Ясачненской СФО (4). Гипабиссальные тела комплекса представлены малыми штоками площадью от 1,2 до 6 км^2 (Джарский (петротип), Эликчанский и др.) умереннощелочных гранит-порфиров ($\varepsilon\gamma\pi$) и сиенит-порфиров ($\xi\pi$) и комагматичными дайками сиенит-порфиров ($\xi\pi$).

Штоки имеют секущие резкие контакты, обычно крутопадающие в сторону вмещающих пород. Контактовые изменения возле интрузий незначительны и выражаются в появлении маломощных зон пятнистых кварц-полевошпатовых роговиков (от нескольких сантиметров до 1,5 м) и диопсид-визувиановых скарнов, образовавшихся за счет известняков. Мощность скарнов зависит от мощности прослоев известняков, которая обычно не превышает 40–50 см [Сурмилова и др., 1974ф].

Сиенит-порфиры представляют собой серые породы, сложенные (%) промежуточным триклинным ортоклазом (40–45), зональным андезином (35–40) и красно-бурым титанистым биотитом (10–15). Умереннощелочные гранит-порфиры сложены тем же ортоклазом (45–50), андезин-олигоклазом

(20–25), красно-бурым биотитом (7–10) и кварцем (20–25) [Государственная (Сасыр) … , 1981].

Химический состав пород хара-улахского комплекса приведен в табл. 21. Немногочисленные данные свидетельствуют о повышенной щелочности пород. Все породы высококалиевые с калиево-натриевым (сиенит-порфиры) и с натриевым (умереннощелочные гранит-порфиры) типами щелочности. На диаграмме $(Na + K) / Ca - A_c$ фигуративные точки близки к типовому известково-щелочному тренду.

Таблица 21

Химический состав пород хара-улахского комплекса, %

№п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	58,17	0,94	16,83	2,89	2,95	0,15	2,93	4,79	4,79	4,24	–	–	98,68
2	71,45	0,39	13,27	2,63	0,72	0,06	0,28	1,91	3,23	3,05	0,10	1,26	98,35
3	72,09	0,46	14,23	1,75	1,54	0,02	0,59	0,55	4,68	3,50	0,09	1,08	100,58
4	72,97	0,42	13,23	2,44	1,58	0,07	0,38	0,91	3,98	3,38	0,08	0,48	99,92
5	73,31	0,30	13,46	2,76	0,29	0,04	0,13	0,74	3,74	2,98	0,06	1,17	98,98

Примечание. 1 – сиенит-порфир (среднее по трем пробам) [Государственная … , 1981]; 2–5 – пробы из кол. ГУП «Сахагеоинформ», 2013 г.: 2, 3, 5 – Эликчанский шток, 4 – Джарский шток (3, 4 – умереннощелочные гранит-порфиры, 2, 5 – гранит-порфиры).

Тела хара-улахского комплекса внедрены в породы ордовика и силура. Отмечены факты пересечения дайкой сиенит-порфира Сугунского диоритового штока (позднеюрский сугунский диорит-гранодиоритовый комплекс), а небольшой сиенитовый шток вытянутой формы в истоках р. Дулгалах (левый приток р. Хара-Улах) контаминирует(?) дайку гранит-порфиров того же сугунского комплекса [Сурмилова и др., 1974ф]. Радиологические определения сиенит-порфиров по валу K-Ar методом показывают значение 122 млн лет (апт) [Государственная (Сасыр) … , 1981]. Современные U-Pb SHRIMP датировки цирконов, полученные в ЦЛ ВСЕГЕИ по образцам умереннощелочных гранит-порфиров, – 153 ± 1 и $155{,}43 \pm 0{,}9$ млн лет, для гранит-порфиров – $154{,}8 \pm 1$ и 156 ± 1 млн лет (кол. Ю. А. Маланина, 2013 г.). Приведенные датировки практически совпадают с датировками сугунского комплекса, однако данные о пересечении сугунских гранитоидов хара-улахскими дают основание рассматривать последние чуть моложе, но также в интервале кимериджа – начала титона.

Породы хара-улахского комплекса относятся к гранит-граносиенитовой формации [Магматические … , 1979]. По представлениям ряда, исследователей, комплекс может относиться к анорогенным гранитоидам А-типа формации щелочнополевошпатовых и щелочных гранитов [Трунилина, 1992; Хабибулина, 2003]. Пространственно и по времени формирования хара-улахский комплекс тесно ассоциирует с сугойским диорит-гранодиоритовым комплексом, что позволяет рассматривать их как ассоциацию гранитоидов пестрого состава [Кузнецов, 1964].

Правоналучинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс (ν;β;νβJ_3p) (по руч. Прав. Налучье, правому притоку р. Налучье, лист Q-56) выделен под собственным названием в Яно-Индигирской СЛ ГК-200/2 [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф] по многочисленным опубликованным и фондовым материалам. Петротип комплекса расположен в верхнем течении руч. Прав. Налучье. На мелкомасштабных картах ранее фигурировало название налученский комплекс мелового возраста [Маннафов и др., 1999ф].

На территории листа гипабиссальные образования комплекса представлены пластовыми телами, мелкими штоками и дайками габбро (ν), габбродолеритов (νβ) и долеритов (β) в бассейне рек Мома, Зырянка, Рассоха и Омулевка в пределах Илиньтасской СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО. Описание состава пород комплекса приведено по материалам ГСР-200 [Сурмилова и др., 1974ф, 1979ф; Ханжожко и др., 1981ф].

Наиболее крупный на территории листа Q-55 шток габбро (около 18 км^2) расположен в устьевой части р. Трюлинья и вытянут в субмеридиональном направлении. Контакты его с вмещающими породами секущие, крутые. Центральные части штока сложены габбро, переходящими ближе к контакту в габбродолериты, реже долериты. Тела габбродолеритов отмечены на правобережье р. Мома в бассейнах средних течений рек Калгар и Эйемю, в бассейне руч. Хастах и на правобережье р. Шумная (правый приток р. Зырянка). Они имеют неправильную удлиненную или изометричную форму с площадью выходов 0,5–8 км^2. Долериты отмечены на правобережье р. Мома (верховье р. Катыска – левый приток р. Илин-Юрях), на правобережье р. Рассоха, в бассейне р. Булкут, на юго-западных склонах хр. Арга-Тас, и представлены небольшими изометричными телами (0,5–2,5 км^2) гипабиссального облика.

Габбро – зеленые средне- и крупнозернистые массивные породы, сложенные (%) плагиоклазом (40–50), клинопироксеном (30–40), ромбическим пироксеном (до 10) и серпентинизированным оливином (до 5). Структура габбровая, реже пойкилоофитовая. Габбро в дифференцированных телах иногда переходят в перидотиты, пироксениты, анортозиты.

Лейкократовое габбро – зеленовато-серая крупнозернистая и гигантозернистая порода, сложенная кристаллами (2–12 мм) лабрадора (№ 50–53) с относительно редкими крупными призматическими кристаллами пироксена (авгит). По лабрадору развиваются соссюрит, кальцит и эпидот, по авгиту – зеленая волокнистая роговая обманка. Структура порфировидная, офитовая.

Габбродолериты представляют собой зеленые, средне- и крупнозернистые массивные породы, состоящие (%) из плагиоклаза (60–65) и авгита (35–40). Плагиоклаз представлен широкими таблитчатыми кристаллами (до 4–6 мм) и более мелкими (0,2–0,5 мм) идиоморфными кристаллами лабрадора № 63–65. Вторичные изменения выражаются в замещении плагиоклаза агрегатом соссюрита, эпидотом, серицитом и карбонатом. Пироксен замещается хлоритом и кальцитом, рудный минерал – лейкоксеном. Структура порфировидная, офитовая и пойкилоофитовая.

Долериты – темно-зеленые мелко- и среднезернистые плотные породы, сложенные беспорядочно расположенными лейстами основного плагиоклаза, резко идиоморфного по отношению к авгиту, заполняющему интерстиции

между плагиоклазовыми зернами. Структура офитовая или пойкилоофитовая, редко интерсертальная.

Дайки комплекса сложены долеритами и габбродолеритами. Длина даек достигает 12 км, мощность варьирует от 2–3 до 200 м. Нередко дайки резко раздуваются, расщепляются или сливаются, образуя мощные (до 0,5 км) удлиненные тела. Контакты даек обычно очень крутые, четкие и резкие. Центральные части даек сложены габбродолеритами, иногда переходящими в габбро-порфириты, краевые – долеритами.

Таблица 22

Химический состав пород правоналучинского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1*	42,80	2,07	13,50	4,13	7,82	0,12	10,45	11,54	2,48	0,45	0,36	4,09	99,27
2	45,26	1,24	16,60	3,97	5,98	0,13	9,05	11,65	2,18	0,34	0,14	3,63	100,17
3	46,20	1,58	6,46	2,83	7,62	0,19	6,62	8,76	3,56	1,17	0,39	3,08	99,16
4	46,40	2,25	15,22	2,86	8,43	0,20	6,05	9,80	4,11	0,24	0,30	4,27	100,13
5	46,70	1,93	17,02	2,01	8,63	0,18	5,26	7,3	5,03	0,86	0,32	5,11	100,35
6	47,03	0,88	18,59	2,45	5,33	0,15	8,67	8,62	2,86	1,26	0,05	0,92	96,81
7	47,04	2,07	14,22	3,61	7,44	0,16	7,15	10,43	3,01	0,82	0,35	3,06	100,56
8	47,21	1,22	16,87	4,01	7,07	0,22	7,12	8,88	2,68	1,08	0,17	0,23	96,76
9*	47,54	0,98	16,27	2,40	5,61	0,15	9,13	9,85	2,26	0,60	0,20	4,18	99,17
10	47,75	1,79	16,37	2,34	8,48	0,19	7,18	7,38	3,70	0,91	0,25	3,70	100,04
11	47,53	1,20	17,74	1,98	6,18	0,14	6,96	8,83	4,18	0,24	0,27	4,66	99,91
12	48,26	2,37	17,90	2,37	6,02	0,17	6,85	8,46	3,30	0,70	0,24	4,31	100,91
13	48,26	1,13	16,96	2,03	6,68	0,10	7,26	8,12	3,70	0,78	0,26	4,31	99,59
14	50,92	1,64	16,16	3,27	6,68	0,14	5,88	6,75	3,41	1,06	0,32	3,65	99,88

Примечание. 1, 6, 8, 9 – кол. «Сахагеоинформ», 2013 г. и 2015 г.; 2, 4, 5, 10, 14 [Сурмилова и др., 1979ф]; 3, 7, [Алешко и др., 1976ф]; 11, 13 [Алешко и др., 1974ф]; 12 [Ремизов и др., 1974ф].

* Пробы с данными U-Pb SHRIMP определений.

По химическому составу (табл. 22) породы комплекса отвечают преимущественно умереннокалиевым, реже – низкокалиевым, умереннощелочным габброноритам, реже габбро и долеритам с натриевым (макс. Na_2O/K_2O – до 6,41), реже с калиево-натриевым типом щелочности примерно в равных соотношениях при некотором преобладании первых. От габброидов, слагающих дайки тасканского и арга-тасского комплексов, они отличаются на местности более свежим обликом и меньшей степенью дислоцированности дайковых тел. Основным петрохимическим отличием от пород верхнесахарымнанского и омулевского комплексов служит высокая доля пород с натриевым типом щелочности. Ультраосновные разности отличаются от верхнесахарымнанского комплекса резко пониженной магнезиальностью (в 2–2,5 раза) и повышенной глиноземистостью.

Образования комлекса прорывают разновозрастные отложения палеозоя, триаса и верхней юры (илиньтасская свита), не установлены в терригенных свитах бастахской серии и угленосных отложениях мела. Датирование U-Pb SHRIMP методом цирконов из габброидов штока среди отложений илиньтасской свиты в среднем течении р. Эйемю показало 149,4 ± 3,8 млн лет, дайки габбро-порфиритов в известняках калгарской свиты в среднем течении р. Катыска – 155 ± 1,5 млн лет, дайки долеритов среди отложений силура в верхнем течении р. Катыска – 153,6 ± 4,3 млн лет (кол. Ю. А. Маланина, 2013 г.). Приведенные данные определяют возраст комплекса в интервале кимеридж – первая половина титона. Налучинские габброиды подчеркивают базитовый профиль магматизма Илиньтасской СФЗ; относятся к габбро-долеритовой формации.

РАННЕМЕЛОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Временной ряд (серия) андезит-базальтовых осадочно-вулканогенных комплексов Немичанской гряды (βK$_1$*ng*). **Субвулканические образования**. Серия, как временная последовательность вулканических образований (временной ряд) выделена В. И. Шпикерманом [2000] и предусмотрена Верхояно-Колымской СЛ [Легенда … , 2002]. Стратотипический и петротипический район – Немичанская горная гряда к юго-востоку от рассматриваемой территории, где вулканиты серии (андезиты и базальты) со структурным несогласием перекрывают верхнеюрские осадочно-вулканогенные образования улахан-чистайской группы и вышележащие отложения титона. Впервые была закартирована на листе P-56 [Государственная, 2008]. На листе Q-55 серия представлена только субвулканическими образованиями – штоками, силлами и дайками базальтов и долеритов (β), ареал распространения которых сосредоточен в юго-восточной части листа по право- и левобережью р. Омулёвка в пределах Омулевско-Лыглыхтахской СФПЗ (4.1.2) Дарпирской СФЗ (4.1) Уяндино-Ясачненской СФО (4).

Тела долеритов различной формы, часто сливаясь, вместе образуют небольшие массивы весьма сложной морфологии: от центрального штока в разные стороны расходятся многочисленные апофизы, пронизывающие осадочно-вулканогенные толщи улахан-чистайской группы на всю видимую мощность. Дайки и силлы долеритов проникают также в палеозойские карбонатные толщи. Субвулканические тела серии, по данным химического анализа, относятся к нормальному ряду со щелочностью калиево-натриевого типа [Государственная … , 2008]. Отнесены к базальт-андезитовой формации.

Возраст пологопадающей субвулканической дайки долеритов серии к югу от южной рамки листа на левобережье р. Таскан (руч. Ожидание, лист P-55), определенный U-Pb SHRIMP методом – 123 ± 4 млн лет, что близко к рубежу баррема и апта [Государственная … , 2016]. Исходя из геологических соотношений, с учетом имеющейся U-Pb датировки, возраст комплекса принят как раннемеловой (баррем-аптский).

Бадярихинский диорит-порфиритовый гипабиссальный комплекс (νβ;δ;δπ;Ev;ξK$_1$*b*) (по р. Бадяриха) выделен при составлении Яно-Индигирской

СЛ ГК-200/2 [Легенда … , 2000, Иванов и др., 2000ф] по материалам ГСР-200 [Сорокин и др., 1971ф; Шустов и др., 1967ф; Теплов и др., 1969ф]. Комплекс объединяет в своем составе межпластовые дайки габбро и габбродолеритов (ν), диоритов (δ), диорит-порфиритов (δπ), габбродолеритов (νβ), сиенит-порфиров (ξ) и тешенитов (Eν), залегающие среди терригенных отложений бастахской серии в границах Момской СФПЗ субсогласно простиранию основных структур. Наиболее четко выражен ареал даек основного и среднего составов (габбродолериты, диориты, диорит-порфириты) в верхнем течении р. Бадяриха. Южнее, на восточном склоне Момского хребта, на междуречье р. Бургалы (Санга) и ее левого притока (р. Сулання) расположены дайки тешенитов. Одиночные дайки диоритов и диорит-порфиритов известны на левом водоразделе р. Сулаккан и на правом водоразделе р. Чечелюгюн (Ыгыре).

В качестве петротипа рассматривается сложнопостроенная и относительно хорошо изученная дайка диоритов на водоразделе р. Бадяриха и руч. Латекс (левый приток р. Бадяриха с устьем в 6 км выше гидроотметки 660 м). Дайка имеет мощность 150 м. Ее центральные части сложены роговообманковыми диоритами и диорит-порфиритами, а зоны эндоконтакта – гранодиорит-порфирами, содержащими оплавленные обломки диорит-порфиритов [Сорокин и др., 1990ф].

Большинство даек вытянуты в северо-западном направлении и имеют протяженность от 1 до 16 км при мощности от 0,1 до 200 м. Наиболее распространены дайки мощностью от 0,5–2 м, прослеживающиеся на 1–5 км. Они согласно залегают среди отложений бастахской серии, по падению обычно согласные, реже секущие, и смяты в складки вместе с осадочными породами. Контакты тел резкие, ровные, реже постепенные, нечеткие, нередко сорванные. В зонах экзоконтакта мощностью до 2–3 м вмещающие породы слабо ороговикованы [Теплов и др., 1969ф].

Диориты – серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они сложены (%) плагиоклазом (70–75), бурой роговой обманкой (10–25), авгитом (5–15) и кварцем (до 5). Акцессорные минералы представлены редкими знаками магнетита, ильменита, апатита, а вторичные – хлоритом, серицитом, карбонатом и актинолитом.

Диорит-порфириты слагают маломощные дайки и краевые части более крупных тел. Это зеленовато-серые породы с порфировой структурой и афанитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, почти полностью замещенным карбонатом. Основная масса гиалопилитовая, интенсивно замещенная хлоритом и карбонатом.

Габбродолериты – темные зеленовато-серые мелкозернистые массивные породы с офитовой и долеритовой структурами. Состоят (%) из плагиоклаза (70–80), девитрифицированного вулканического стекла (15–20), роговой обманки (5–10), биотита (3–5), моноклинного пироксена (1–3) и кварца (1–2). Акцессорные минералы (г/т): магнетит (7–25), ильменит (до 17 000) и апатит (245–1375). Вторичные изменения представлены хлоритизацией и карбонатизацией.

Сиениты, сиенит-порфиры – серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые породы с порфировидными выделениями плагиоклаза, реже мо-

ноклинного пироксена. Сложены (%) средним плагиоклазом (50–55), калиевым полевым шпатом (15–20), моноклинным пироксеном (5–10) и кварцем (2–4). Акцессорные минералы представлены ильменитом, апатитом, цирконом, вторичные – хлоритом, серицитом, актинолитом, эпидотом, карбонатом и альбитом.

Тешениты – зеленовато-серые средне- и крупнозернистые массивные породы с толеитовой и долеритовой структурами. Они сложены (%) плагиоклазом (45–50), биотитом (25–30), моноклинным пироксеном (10–20, диопсид) и анальцимом (10–15). Акцессорные минералы представлены редкими знаками циркона, анатаза и лейкоксена. Вторичные изменения проявились в альбитизации, хлоритизации, карбонатизации и опацитизации.

По химическому составу (табл. 23) все породы комплекса умереннокалиевые, отвечают монцогаббро, диоритам, монцонитам и умереннощелочным гранитам. Тип щелочности закономерно меняется с уменьшением основности пород: для основных и средних – калиево-натриевый, для средних – калиево-натриевый и натриевый (макс. Na_2O/K_2O – до 6,02), для кислых – натриевый (макс. Na_2O/K_2O – до 1,9). На диаграмме (Na + K) / Ca – A_c значения располагаются в секторе субщелочных пород.

Таблица 23

Химический состав пород бадярихинского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	47,09	1,67	15,48	1,18	7,32	0,16	4,63	7,10	3,72	1,18	0,57	3,69	94,79
2	47,83	1,59	15,42	0,86	7,49	0,15	4,7	7,27	2,79	1,10	0,60	4,06	95,86
3	55,17	1,41	14,47	1,00	7,51	0,15	2,99	5,12	4,22	0,70	0,44	2,58	95,76
4	60,34	0,62	15,75	1,32	5,61	0,15	2,79	3,42	5,17	2,75	0,29	1,41	99,62
5	69,18	0,38	16,23	1,61	0,61	0,03	0,60	1,96	5,50	3,72	0,25	0,42	100,49
6	69,43	0,30	16,26	1,05	1,30	0,03	0,29	1,88	5,13	2,70	0,25	0,87	99,49

Примечание. 1, 2 – монцогаббро, 3 – диориты, 4 – монцониты, 5–6 – умереннощелочные граниты [Сорокин и др., 1990ф].

Раннемеловой возраст комплекса принят условно – только по залеганию даек среди пород бастахской серии и совместным дислокациям, отвечая локальному перерыву в основании нижнего мела.

Дойдинский диорит-гранодиорит-порфировый гипабиссальный комплекс ($\delta;\gamma\delta;\gamma\delta\pi;\gamma K_1 d$) (по рекам Дойду и Нелькан) выделен при разработке Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Розенкранц и др., 2000ф; Легенда … , 2002] по материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975 ф; 1980ф.; Николаев и др., 1975ф], ГСР-50 [Алешко и др., 1984ф] и по многочисленным опубликованным материалам [Лычагин и др., 1977; Ставский, 1981, 1982; Лычагин, 1983; Соловьёв, 1986б]. Интрузивные образования комплекса на Алазейском плоскогорье представлены малыми телами гранитов (γ), диоритов (δ), гранодиоритов ($\gamma\delta$) и гранодиорит-порфиров ($\gamma\delta\pi$), которые прорывают отложения палеозоя, юры и нижнего мела. Гранодиоритами сложены петротипический Дойдинский и Южный массивы; гранодиоритами – Кенкелинский (Кенкельдинский) массив. Диориты и габбродиориты образуют неболь-

шие пластовые тела и штоки. Гранодиориты, граниты, гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры слагают более крупные батолитоподобные тела и штоки. Интрузии встречаются по правому притоку р. Оюна – руч. Бергеник-Юрях и на правобережье р. Бадяриха возле устья р. Орто-Тирехтях. Описание горных пород приводится по материалам ГСР-200 [Государственная … , 1983; Николаев и др., 1975ф].

Диориты – темно-зеленые мелко- и среднезернистые породы, состоящие (%) из плагиоклаза (60–70, лабрадор № 50–52), моноклинного пироксена (15–20), биотита (10–15) и зеленой роговой обманки (5–10). Акцессорные минералы – пирит, магнетит и апатит. Структура гипидиоформнозернистая и аллотриоморфнозернистая.

Граниты представляют собой светло-серые, среднезернистые, реже порфировидные биотитовые породы. Состоят (%) из плагиоклаза (до 50), калиевого полевого шпата (до 40), кварца (до 30) и биотита (5–15). Акцессорные минералы – апатит, циркон и магнетит. Вторичные изменения выражаются в интенсивной серицитизации плагиоклазов. Структура гипидиоморфнозернистая и порфировая.

Гранодиорит-порфиры – слагают внешние фации диоритовых штоков и самостоятельные небольшие тела. Это серые, темно-серые среднезернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена и роговой обманки, размером 0,5–2 мм. Их состав (%): плагиоклаз (30–40), калиевый полевой шпат (20–30), кварц (10–20), пироксен (до 10), роговая обманка (до 10), биотит (3–5). Из вторичных минералов отмечаются серицит по плагиоклазу, биотит и хлорит. Акцессорные минералы – циркон, апатит и магнетит. Структура порфировая, афанитовая. В гранодиоритах центральных частей массивов количество роговой обманки повышается до 35 %, плагиоклаз представлен андезин-лабродором.

Химический состав пород дойдинского комплекса приведен в табл. 24. Породы преимущественно высококалиевые, редко умереннокалиевые, все они довольно четко разбиваются на две группы, которые могут соответствовать, предположительно, двум разным фазам: средние по составу породы имеют калиево-натриевый тип щелочности и отвечают монцодиоритам и монцонитам, редко – диоритам, кислые характеризуются натриевым типом щелочности, редко калиево-натриевым и отвечают умереннощелочным гранитам до лейкогранитов и гранодиоритам до граносиенитов. На диаграмме $(Na + K) / Ca – A_c$ все значения образуют четко выраженный тренд в секторе умереннощелочных пород вблизи границы известково-щелочного сектора. Комплекс отвечает диорит-гранодиоритовой формации [Магматические … , 1979].

K-Ar датирование диоритов в нижнем течении р. Орто-Тирехтях показывает 140 ± 5 млн лет [Государственная … , 1989б]. Для диорит-порфиритов на водоразделе рек Дойду и Хоска приводятся данные в 122 млн лет, а для гранодиорит-порфиров – 122 и 117 млн лет [Государственная … , 1983], для гранитов Кенкельдинского массива – 86, 103 и 110 млн лет [Бахарев, 1980]. Массивы и тела комплекса прорывают и контактово метаморфизуют отложения палеозоя и юры, известны среди отложений нижнемеловой нельканской свиты и, по мнению большинства исследователей, комагматичны вулканитам в

ее составе и не установлены среди вышележащей кадылчанской свиты (альб). На основании этих данных возраст комплекса принят как раннемеловой.

С гранитами и гранодиоритами дойдинского комплекса связаны проявления золота и молибден-золоторудное оруденение.

Таблица 24

Химический состав пород дойдинского (нельканского) комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	55,36	0,71	16,47	1,36	6,87	0,22	4,76	5,90	3,95	1,54	0,35	2,15	99,64
2	56,32	1,67	16,83	4,08	4,08	0,15	2,78	6,30	4,18	2,04	0,58	1,38	100,39
3	57,33	1,01	16,37	2,44	3,61	0,14	2,92	4,82	2,82	3,31	0,79	4,46	100,02
4	57,37	1,14	15,35	7,68	3,55	0,13	2,37	4,72	3,61	2,95	0,40	1,01	100,28
5	58,69	1,13	14,97	7,30	3,87	0,16	1,38	3,38	3,95	3,16	0,34	2,13	100,46
6	59,12	1,06	15,95	2,29	4,36	0,13	2,05	5,23	3,87	2,85	0,29	2,84	100,04
7	59,28	1,07	16,39	2,98	3,25	0,09	2,86	5,10	3,74	2,65	0,30	2,73	100,44
8	64,83	0,54	15,95	2,81	1,95	2,08	2,01	3,56	3,80	3,64	0,15	0,67	99,99
9	73,36	0,15	13,76	1,12	1,02	0,06	0,21	1,07	4,45	4,07	0,09	0,34	99,09
10	73,38	0,06	13,97	2,29	1,09	0,06	0,17	0,97	4,60	3,24	0,04	0,28	100,15
11	73,77	0,16	13,81	0,79	1,22	0,08	–	1,11	4,05	4,35	0,05	0,21	99,22
12	74,76	0,08	13,45	0,64	0,86	0,08	–	0,83	4,48	4,34	0,03	0,59	99,74
13	75,26	0,05	13,42	0,33	1,12	0,10	0,25	0,63	4,54	4,11	0,03	0,22	99,63
14	75,42	0,07	13,70	0,70	0,73	0,08	0,15	0,70	4,22	4,02	0,03	0,36	98,87
15	75,67	0,03	13,67	0,59	0,50	0,05	0,06	0,56	4,23	3,81	0,02	0,37	99,24

Примечание. 1–7 – диориты, монцодиориты и монцониты, 8 – граносиенит, 9–15 – умеренноще-лочные лейкограниты. 1, 8 [Ставский, 1981], 2, 3, 6, 7 [Алешко и др., 1984ф], 4, 5 [Кац и др., 1975ф], 9, 11–15 [Кац и др., 1980ф], 10 [Николаев и др., 1975ф].

Кадылчанско-североседедемский временной ряд (серия) риолит-трахитовых осадочно-вулканогенных комплексов включает в себя два последовательных осадочно-вулканогенных комплекса: кадылчанский риолитовый и североседедмский трахитовый, широко распространенные на Алазейском плокогорье в пределах Джахтардах-Олойской СФО. Оба комплекса включают в себя как стратифицированные, так и субвулканические образования. Стратифицированные образования (кадылчанская и североседедемская свиты объединенные) описаны в гл. «Стратиграфия». Субвулканические образования разделены на комплексы.

Кадылчанский риолитовый вулканический комплекс ($\lambda K_1 kd$) (по р. Кадылчан) выделен при разработке Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Розенкранц и др., 2000ф; Легенда … , 2002] по материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф., 1980ф; Николаев Ю. Т. и др., 1975ф], ГС-50 [Алешко и др., 1984ф] и по многочисленным опубликованным материалам [Лычагин и др., 1977; Ставский, 1981, 1982; Лычагин, 1983]. Субвулканические образования комплекса на Алазейском плоскогорье представлены небольшими (не более 3 км^2) силлообразными телами риолитов (λ), большей частью невыраженными в масштабе карты.

По материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф] риолиты представляют собой темно-серые до черных массивные порфировые породы. Вкрапленники представлены широкотаблитчатыми зернами санидина (20–25 %), реже кварца и листочками биотита. В породе содержатся фенокристаллы калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца (до 15 %) размером до 2 мм. Калиевый полевой шпат в фенокристаллах – нерешетчатый микроклин – пертит, который повсеместно пелитизирован. Плагиоклаз (андезин № 30–40) резко зонален и по периферии имеет состав олигоклаз-андезина № 20–25. Основная масса пород представлена тонкозернистым агрегатом, состоящим (%) из калиевого полевого шпата (до 50), олигоклаза № 20–28 (до 45), девитрифицированного стекла (до 20) и биотита (до 5). Из акцессорных минералов присутствуют циркон и апатит. Структура фельзитовая, порфировая. Текстура массивная и флюидальная.

Химический состав пород приведен в табл. 25. Все породы высококалиевые с калиево-натриевым типом щелочности, единичные значения отвечают калиевому и натриевому типам. Породы, слагающие субвулканические тела, отвечают по составу как риолитам и риодацитам, так и их умереннощелочным аналогам – трахириолитам и трахириодацитам. Среди вулканитов в составе кадылчанской свиты явно преобладают трахириодациты и трахириолиты. Комплекс соответствует риолитовой формации.

K-Ar датирование риолитов (125 млн лет) отвечает рубежу барремского и аптского веков [Кац, 1980ф]. Риолиты известны только среди отложений кадылчанской свиты (альб), комагматичны вулканитам в ее составе и не установлены в вышележащих отложениях североседедемской свиты. На основании этих данных возраст комплекса принят как раннемеловой с наиболее вероятным временем внедрения в первой половине альбского века.

С риолитами комплекса связано урановое и молибденовое оруденение.

Североседедемский трахитовый вулканический комплекс ($\alpha;\zeta;\lambda;\tau;\tau\alpha;\tau\zeta K_1 ss$) (по р. Сев. Седедема) выделен при разработке Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Розенкранц и др., 2000ф; Легенда … , 2003] по материалам ГСР-200 [Кац и др., 1975ф, 1980ф; Николаев и др., 1975ф], ГС-50 [Алешко и др., 1984ф] и по многочисленным опубликованным работам [Лычагин и др., 1977; Ставский, 1981, 1982; Лычагин, 1983; Соловьёв, 1986б]. Субвулканические образования комплекса установлены на Алазейском плоскогорье, относятся к трахириолитовой формации, и представлены многочисленными силлами и штоками (площадью от 1,2 до 80 км^2), сложенными андезитами (α), дацитами (ζ), трахитами (τ), трахидацитами ($\tau\zeta$), трахиандезитами ($\tau\alpha$), риолитами (λ). Им комагматичны дайки трахитов (τ) и риолитов (λ) протяженностью до 2,5 км и вулканиты близкого состава в разрезе североседедемской свиты.

Риолиты, трахиты, трахидациты, трахиандезиты слагают многочисленные маломощные силлы и штоки площадью до 0,7–1 км^2 в бассейнах рек Седедема (Федотиха), Кыллах и их притоков. Они имеют сложную конфигурацию и представляют собой пологие межформационные тела. Андезиты и дациты в основном слагают крупные (площадью до 80 км^2) субпластовые тела сложной формы. Самое большое из этих тел расположено в бассейне верхнего течения р. Дойду и сложено дацитами. Дайки комплекса, сложенные риолитами, дацитами и трахитами, закартированы [Кац и др, 1975ф] в междуречье

верхнего течения рек Кадылчан и Кыллах, в левобережье р. Сев. Седедема и имеют преимущественно северо-восточное простирание, при протяженности от первых метров до нескольких сотен метров и мощности от 0,5 до 60 м. Петрографическое описание трахитов и трахидацитов приведено по данным ГСР-200 [Кац и др., 1975ф, 1980ф].

Таблица 25

Химический состав пород кадылчанского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	70,46	0,25	14,07	4,16	1,26	0,06	1,11	0,21	4,16	4,55	0,05	1,48	101,82
2	72,30	0,23	13,56	3,57	1,40	0,02	0,28	0,24	3,06	4,84	0,02	2,42	101,94
3	74,85	0,50	9,31	2,92	2,62	0,10	0,63	1,20	0,45	6,84	–	0,66	100,08
4	71,92	0,25	14,07	3,57	0,72	0,04	0,14	0,89	4,00	4,22	0,02	0,66	100,50
5	72,09	0,14	15,57	0,56	0,43	0,01	0,10	0,79	4,13	4,75	0,03	0,84	97,47
6	72,48	0,13	14,11	0,60	2,45	0,07	0,20	0,55	4,40	3,86	0,04	1,04	99,93
7	74,30	0,12	12,86	1,60	1,01	0,06	0,05	0,49	3,44	5,45	0,03	0,81	100,22
8	75,00	0,16	13,70	0,90	0,52	0,03	0,10	0,32	2,50	5,80	0,28	1,08	100,39
9	75,21	0,08	12,84	1,27	0,43	0,01	0,30	0,42	3,79	4,68	0,01	0,47	99,05
10	75,30	0,09	12,88	0,92	0,75	0,03	0,27	0,42	4,26	4,25	0,02	0,28	99,23
11	76,51	0,16	11,89	1,48	0,54	0,05	сл.	0,84	2,55	4,53	0,02	1,06	99,42
12	78,10	0,11	11,90	0,52	0,46	0,03	0,04	0,11	3,40	4,73	0,02	0,24	99,66

Примечание. 1–3 – породы субвулканических тел: 1 – трахириодацит, 2 – риодацит, 3 – риолит, 4–12 – вулканиты в составе кадылчанской свиты: 4–6 – трахириодациты, 7–10, 12 – трахириолиты, 11 – риолит. 1, 2 [Кац и др., 1975ф], 3 [Государственная … , 1981], 4–12 [Алешко и др., 1984ф].

Трахиты имеют порфировидную структуру. Во вкрапленниках (1–5 мм) присутствуют санидин, олигоклаз, реже пироксен. Основная масса имеет трахитовую структуру и состоит (%) из лейст санидина (70–75), олигоклаза (10–15) и диопсида (1–5).

Трахидацитами сложен Опальный массив, расположенный в среднем течении на правом борту р. Сев. Седедема. Трахидациты отличаются (%) от трахитов меньшим содержанием санидина (40–45), увеличением количества плагиоклаза (олигоклаз-альбит) (25–30), наличием кварца (15–20) и гиперстена (12–15). Вкрапленники представлены олигоклаз-альбитом, пироксеном, реже кварцем. Основная масса (75–80 %) микросферолитовая. Трахидациты постепенно переходят в дациты, при этом доля плагиоклаза (андезин № 35) увеличивается до 45–50 %. Остальная часть породы сложена (%) кварцем (25–30), ортоклазом (10–15) и роговой обманкой (5–10).

Андезиты – темно-серые мелко- и среднезернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза, реже амфибола и пироксена. Минеральный состав (%) – плагиоклаз (60–80), измененное стекло (до 25) и темноцветные минералы (5–15). Плагиоклаз представлен андезином (№ 30–45), реже лабрадором (№ 50). Темноцветные минералы – моноклинный пироксен и бурая роговая обманка. Стекло замещено хлоритом [Николаев и др., 1975ф].

Таблица 26

Химический состав пород североседедемского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	62,44	1,17	15,78	2,97	2,95	0,11	1,70	3,71	4,00	2,97	0,29	–	98,09
2	62,91	0,73	16,01	5,46	0,91	0,10	2,25	2,61	4,36	3,65	0,27	1,19	97,41
3	63,48	0,77	15,27	2,32	2,52	0,09	0,90	2,93	4,05	3,77	0,25	3,27	97,32
4	63,60	0,99	16,65	3,59	1,37	0,12	1,11	2,67	4,46	3,80	0,33	1,21	98,38
5	64,00	0,80	15,38	3,24	1,69	0,05	0,40	2,80	3,96	4,20	0,26	3,10	97,66
6	64,32	0,80	16,09	2,43	2,53	0,15	1,24	2,50	4,76	4,42	0,23	0,58	99,36
7	64,55	0,90	16,65	2,51	2,33	0,12	1,10	2,23	4,27	3,95	0,21	0,73	99,13
8	64,87	0,45	16,84	4,30	0,71	0,08	0,60	1,95	4,63	3,93	0,23	1,06	98,73
9	65,00	0,88	16,65	2,16	2,51	0,14	0,60	2,77	4,46	4,11	0,22	0,37	99,09
10	65,29	0,56	14,65	3,76	0,54	0,08	0,70	2,45	4,76	4,05	0,25	0,70	98,54
11	66,30	0,82	16,00	3,50	0,77	0,05	0,31	0,80	4,63	5,81	0,06	0,81	99,11
12	66,47	0,49	16,42	3,37	1,11	0,06	0,57	1,85	4,50	4,15	0,11	–	99,10
13	66,75	0,71	16,02	3,59	0,50	0,04	0,13	0,73	4,90	5,61	0,11	0,77	99,16
14	67,78	0,41	16,20	3,41	0,25	н.о.	0,28	1,33	3,94	4,99	0,17	0,76	97,48
15	68,13	0,29	16,32	2,66	0,47	0,01	0,50	1,59	4,64	4,46	0,12	0,55	98,25
16	68,28	0,23	13,94	1,11	1,16	0,05	–	1,25	5,44	3,10	0,04	4,89	98,53
17	69,30	0,32	15,04	1,71	1,15	0,05	–	1,76	4,58	5,00	0,05	0,11	99,16
18	71,08	0,11	12,04	0,15	2,69	0,06	0,05	0,76	4,83	3,39	0,02	–	95,55
19	71,83	0,19	14,63	1,23	1,33	0,05	0,10	0,27	4,77	5,41	0,04	0,32	99,62
20	71,99	0,18	14,51	1,11	1,55	0,06	0,06	0,27	4,65	4,63	0,03	0,48	98,99
21	73,38	0,14	12,78	0,99	2,51	0,06	0,05	0,38	4,09	5,07	0,03	0,12	99,60
22	77,46	0,08	11,50	0,39	1,08	0,05	сл.	0,65	3,58	4,77	0,03	0,28	99,87

Примечание. 1–16, 19–20 [Кац и др., 1980ф], 17, 18, 21, 22 [Алешко и др., 1984ф].

Химический состав субвулканических пород североседедемского комплекса приведен в табл. 26. Основная масса проб на диаграмме TAS отвечает трахидацитам и трахириодацитам, одиночные пробы – андезитам и трахиандезитам, щелочным риодацитам, риолитам и трахириолитам. Все разновидности пород – высококалиевые. с натриевым и с калиево-натриевым типами щелочности, причем среди средних пород натриевые разновидности отсутствуют. На диаграмме $(Na + K) / Ca - A_c$ наиболее четко выражен тренд в поле умеренно-щелочных пород. По данным Н. В. Цуknова, С. Д. Соколова [2019], изучивших микроэлементный состав трахидацита североседедемской свиты, порода относится к известково-щелочной серии континентальных вулканических дуг.

Радиологический возраст K-Ar методом для риолитов комплекса по валу (от 90 до 102 млн лет) характеризует интервал от туронского до альбского веков включительно [Алешко и др., 1984ф; Розенкранц и др., 2000ф]. Более узкий возрастной интервал в объеме аптского века тот же метод показывает для андезитов 116 ± 2 млн лет и дацитов 120 ± 9 млн лет [Соловьёв, 1986б].

Раннемеловой (конец альбского века) возраст пород североседедемского комплекса определяется на основании их комагматичности с эффузивами североседедемской свиты. Такой возраст подтверждается и полученной недавно U-Pb SHRIMP датировкой трахидацита североседедемской свиты 106,6 ± 1,3 млн лет [Цуканов, Соколов, 2019].

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Хуламринский трахидолерит-монцодиоритовый гипабиссальный комплекс (νμδ;μ;qμ;γξ;Eυ;τβ;ταβ;τα;νδπ;δπ;χ;τλK_2hl) (по горе Хуламрин, 2076 м, правый водораздел р. Нера и по петротипическому Хуламринскому массиву) выделен А. К. Тепловым и Л. Н. Поповым [Теплов и др., 1989], позднее принят в серийных Легендах ГК-200/2. Ареал распространения комплекса ограничивается СФО Главного колымского плутонического пояса (З), однако малые тела и дайки комплекса в большинстве случаев имеют северо-восточное и широтное направление, секущее по отношению к общему северо-западному направлению магматических зон СФО. Нередко мелкие штоки комплекса выстраиваются в поперечные по отношению к общей структуре цепочки северо-восточного направления.

Комплекс представлен самым крупным петротипическим Хуламринским массивом, рядом несколько массивов меньших размеров (Облачный, Антагачанский, Бурустахский) и штоков (Биотитовый, Атака, Весновка, Аннушка, Джек), сложенных габбро (ν), монцодиоритами (μδ), монцонитами (μ), кварцевыми монцонитами (qμ), граносиенитами (γξ), и фоидолитами (Eυ). Широко распространены комагматичные дайки, как одиночные с исторически сложившимися названиями (Водораздельная, Каньонская), так и сгруппированные в линейные ареалы (серии свит – Верхнекурская, Амбардахская, Интах-Кюельская, Правонерская, Артыкская, Каньонская) [Клочков и др., 1979ф; Насыров и др., 1991ф]. Дайки сложены трахибазальтами (τβ), трахиандезибазальтами (ταβ), трахиандезитами (τα), габбродиорит-порфиритами (νδπ), диорит-порфиритами (δπ), монцодиоритами (μδ), монцонитами (μ), кварцевыми монцонитами (qμ), лампрофирами (χ), трахириолитами (τλ).

Описание комплекса приведено по материалам ГДП-200 [Зарубин и др., 2002ф, 2004ф; Государственная … , 2017].

Наиболее крупным телом (около 40 км^2) является петротипический Хуламринский массив (в ранних работах – Каньонская (Кальонская) интрузия [Краснокутский, 1938], массив Хулырли [Позднемезозойский … , 1971]), который имеет ширину 4,5 км и длину 10 км и под острым углом сечет смятые в складки юрские свиты. В составе массива преобладают монциониты, кварцевые монциониты, монцодиориты, связанные постепенными переходами. К ранней фазе относятся монцогаббро и долериты. Встречаются жильные тела кварцевых диоритов, пегматоидных и аплитовидных гранитов. Массив окружен небольшими штоками габбро, монцодиоритов, кварцевых монцонитов. В эндо- и экзоконтактах развиты зоны сульфидизации с рассеянной вкраплен-

ностью, прожилками и гнездами пирита. В зоне сульфидизации породы превращены в серицит-карбонат-эпидот-турмалин-хлоритовые метасоматиты.

Остальные тела представляют собой небольшие (1,5–12 км^2) массивы и штоки. Контакты их с вмещающими породами неровные, угол наклона контактовых поверхностей 60–90°. Штоки Биотитовый и Атака почти целиком сложены монцодиоритами и кварцевыми монцонитами и на глубине, видимо, соединяются в единое тело. Между монцодиоритами и кварцевыми монцонитами обычны постепенные переходы. Интрузивы окружены зоной роговиков шириной 300–1500 м.

Среди образований хуламринского комплекса особое место занимает шток Аннушка, сложенный монцодиоритами, впервые изученный А. И. Бородянским в 1945 г. и охарактеризованный как шток «габбродиоритового порфирита» [Апельцин и др., 1948]. Шток (0,3 км^2) имеет оваловидную форму, вытянутую в северо-западном направлении и рассечен Водораздельной дайкой трахириолитов того же комплекса.

Дайки широко развиты на правобережье р. Нера, имеют протяженность до 3,5 км при мощностях 1–20 м, чаще имеют северо-восточное простирание и секут вмещающие отложения триаса и юры (Каньонская, Артыкская, Амбардахская, Верхнекурская серии), реже простирание даек северо-западное (Интах-Кюельская и Правонерская серии, Водораздельная дайка). Контакты с вмещающими породами четкие, ровные, нередко извилистые. Вмещающие породы на контакте с дайками уплотнены, хлоритизированы, карбонатизированы на расстояние 10–40 см.

Петрографическая характеристика пород комплекса подробно изложена в материалах комплектов ГК-200/2 листов Q-55-XXXI, XXXII [Государственная … , 2017] и Q-55-XXXIII, XXXIV [Государственная … , 1995ф].

Все разновидности пород (габбро, трахидолериты, трахиандезибазальты и трахиандезиты, монцодиориты, кварцевые монцониты и монцониты, граносиениты и лампрофиры, трахириолиты и др.) близки к типовым составам таковых пород по ПК [Петрографический … , 2009]. Для габбро, монцонитов и граносиенитов характерно широкое развитие вторичных минералов (до 25 %), в частности таких как хлорит и эпидот [Зарубин и др., 2002ф, 2004ф; Государственная … , 2017].

Фоидолиты, слагающие шток Джек, представляют собой темно-серые, почти черные массивные породы порфировой структуры. Основную тонкозернистую массу микролитовой структуры слагают (%): титан-авгит (25–30), нефелин (10–15), баркевикит (3–10), кальцит (5–7) и перовскит (5–6). Вкрапленники (0,1–4 см) представлены (%) оливином (10–12) и титан-авгитом (3–10). Акцессорные минералы – ильменит, апатит, флогопит, альмандин, рутил, шпинель и пирит. Вторичные – серпентин, карбонат, иддингсит, иногда тальк [Государственная … , 1995ф]. В. Л. Масайтисом породы в двух шлифах определены как лейцитовые мончикиты [Клочков и др., 1979 ф].

Химический состав пород (табл. 27), слагающих штоки и массивы, на диаграмме TAS отвечает последовательному нормальному ряду от габбро до гранодиоритов с отдельными фигуративными точками в параллельном поле умереннощелочных пород – от монцогаббро до граносиенитов. Средний по трем пробам химический состав фоидолитов штока Джек отвечает верхней по

содержанию SiO_2 границе фоидовых пород. Все породы высококалиевые с калиево-натриевым типом щелочности. На диаграмме $(Na + K) / Ca - A_c$ наиболее четко выражен тренд, близкий к типовому известково-щелочному (коровые орогенные образования).

Породы комплекса отнесены к габбро-монцонит-сиенитовой формации [Магматические … , 1979].

Ранее приводимые в литературе K-Ar определения возраста пород Хуламринского массива укладываются в интервал 83–87 млн лет (коньяк–сантон) [Никонов, 1991]. В более поздних публикациях есть и другие даты, характеризующие интервал от позднего мела до палеоцена включительно (млн лет) – 60 ± 2 (кварцевые монцодиориты), 73 ± 1 (сиениты), 59 ± 1 (граносиениты) [Зайцев, 2017]. Для Биотитового массива тот же метод дает значения 102–115 млн лет (апт–альб) [Ненашев и др., 1985], для штока Аннушка – 93 млн лет (начало турона) [Насыров и др., 1991ф], по дайкам (млн лет): для трахириолитов – 96 (сеноман) [Панева и др., 1985ф], для лампрофиров – 87 (коньяк), для диорит-порфиритов – 62 ± 2 (начало палеоцена) [Зайцев, 2017], значения по фоидолитам штока Джек – 35–45 млн лет (эоцен) [Государственная … , 1995 ф] (по другим данным – 30–40 млн лет [Сурнин, 1997]). Рассчитанные Rb-Sr изохроны для монцонитов Хуламринского массива по породе – 130 ± 7 млн лет (готерив) [Ненашев и др., 1992], для кварцевых монцодиоритов Хуламринского массива и даек трахиандезибазальтов – 126 ± 4 млн лет (баррем) [Зайцев, 2017]. Массивы, штоки и дайки хуламринского комплекса за редким исключением занимают выраженную секущую позицию по отношению к простиранию структур, сложенных как триасовыми и юрскими свитами и толщами, так и позднеюрскими гранитоидами колымского и таскыстабытского комплексов. Возраст хуламринского комплекса с определенной долей условности принят как позднемеловой (сеноман?) в соответствии с материалами утвержденных серийных легенд, в то же время более обоснованно это может подтверждаться аналогией с известным южнее биликанским монцодиорит-сиенитовым комплексом (лист P-55 – Сусуман) [Государственная … , 2016], позднемеловой возраст которого принят по многочисленным U-Pb SHRIMP датировкам (86–83 млн лет). Кислый магматизм с повышенной щелочностью на завершающих этапах тектоно-магматической активизации в Верхояно-Колымской области отмечался практически всеми исследователями [Матвеенко и др., 1958; Геология … , 1970; Еловских, 1974; Загрузина, 1977; Трунилина, 2000]. При этом не исключено, что фоидолитовый шток Джек может относиться и к другому самостоятельному комплексу эоценового возраста (делянкирский комплекс?), по данным [Теплов и др., 1989; Никонов, 1991].

Момский трахидолеритовый гипабиссальный комплекс ($\beta;\alpha\beta;\alpha K_2 mm$) (по р. Мома) выделен при составлении Яно-Индигирской СЛ-200/2 [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф] по материалам ГСР-200 [Кравцов и др., 1966ф; Попов и др., 1971ф; Алешко и др., 1976] и изданных комплектов листов ГК-200/1 [Государственная … , 1976а, 1977, 1981б (Кычам-Кюель)]. Образования комплекса распространены в левобережном бассейне р. Мома от р. Арга-Юрях до р. Тирехтях (Момский) в границах Арга-Юрях-Тирехтяхской СФПЗ (4.1.3) Дарпирской СФЗ (4.1) Уяндино-Ясачненской СФО

и представлены редкими силлами долеритов (β), дайками трахидолеритов (τβ), базальтов (β), андезибазальтов (αβ) и андезитов (α). В качестве петротипической местности может рассматриваться среднее течение р. Буордах, где по обрамлению северного фланга Буордахского субвулкана известны дайки трахидолеритов и андезитов, прорывающие отложения кюрэтерской свиты и бастахской серии.

Таблица 27

Химический состав пород хуламринского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	48,75	0,63	22,56	1,73	5,09	0,09	4,00	10,03	2,93	1,60	0,64	0,77	99,82
2	52,26	0,85	17,73	2,41	6,38	0,13	4,50	7,46	3,16	4,86	0,34	0,05	100,13
3	53,44	1,42	17,80	1,50	6,68	0,12	5,25	6,12	3,43	1,71	0,40	2,59	100,21
4	57,76	0,85	18,27	0,55	5,41	0,08	3,05	6,67	3,23	3,09	0,30	0,18	99,44
5	58,10	0,72	17,02	2,27	4,95	0,09	2,81	5,88	3,46	4,50	0,34	0,21	100,35
6	60,69	0,42	17,07	0,83	5,53	0,02	2,34	5,46	2,64	2,35	–	0,64	97,99
7	63,69	0,44	15,96	1,24	3,16	0,07	2,24	4,67	3,47	4,12	0,30	0,40	99,76
8	66,65	0,48	15,26	0,45	3,56	0,01	1,74	3,48	2,70	3,50	0,05	0,13	98,01
9	75,27	0,05	15,58	0,16	1,47	сл.	0,26	0,47	4,07	2,30	–	0,38	100,01
10	55,50	0,89	17,37	1,01	7,47	0,17	4,56	7,81	2,40	1,27	0,05	1,10	99,67
11	55,90	0,69	19,38	0,90	5,32	0,12	3,19	8,19	2,75	1,53	0,13	1,56	99,64
12	56,80	0,77	17,17	0,95	6,68	0,16	4,06	7,37	2,47	1,57	0,13	1,32	99,42
13	56,80	0,72	17,37	0,79	6,47	0,14	4,06	7,37	2,52	1,80	0,11	1,14	99,27
14	56,90	0,72	17,44	1,00	5,96	0,14	3,81	7,06	2,63	1,86	0,13	1,92	99,54
15	59,20	0,70	16,97	1,54	5,25	0,15	2,75	5,94	2,96	2,09	0,13	1,90	99,54
16	59,50	0,70	17,03	1,37	5,35	0,14	2,81	5,69	2,94	2,10	0,13	1,80	99,52
17	59,50	0,71	16,42	1,30	5,28	0,14	2,56	5,62	2,73	2,10	0,14	2,68	99,15
18	59,60	0,68	16,46	1,18	5,14	0,14	2,44	5,37	2,63	2,08	0,12	3,36	99,16
19	59,80	0,66	16,39	1,03	5,28	0,14	2,69	5,62	2,40	2,81	0,12	2,20	99,21
20	59,80	0,66	16,59	1,18	5,46	0,14	3,00	5,81	2,82	2,39	0,13	1,84	99,78
21	61,20	0,66	16,08	1,00	5,25	0,13	2,50	5,25	2,49	2,28	0,14	2,38	99,29
22	47,30	0,60	11,60	0,96	7,26	0,11	9,97	7,66	1,09	1,03	0,10	2,29	90,19
23	51,60	0,66	14,68	0,87	7,21	0,15	9,20	6,66	1,95	1,76	0,10	3,54	98,38
24	55,80	0,71	13,69	0,74	6,00	0,11	9,66	4,19	2,74	1,59	0,13	3,72	99,08
25	56,50	0,64	13,88	0,69	5,74	0,11	9,20	4,86	2,65	1,55	0,12	3,34	99,28
26	43,71	2,47	11,97	2,82	10,08	0,20	11,47	9,27	4,51	1,98	1,32	–	99,80
27	49,70	1,30	17,30	3,10	5,70	0,15	8,00	10,20	2,36	0,29	0,14	–	98,24

Примечание. 1–21 (лист Q-55-XXXI,XXXII, Артык) [Государственная … , 2017], 22–27 (лист Q-55-XXXIII,XXXIV, Улахан-Чистай) [Государственная (Улахан-Чистай) … , 1995ф].

Долериты – зеленовато-серые породы, сложенные (%) андезином, реже лабрадором (50–65) и моноклинным пироксеном (30–45). Акцессорные мине-

ралы представлены магнетитом, титаномагнетитом, апатитом, сфеном, пиритом, реже встречаются хромит, рутил и гранат. Вторичные изменения выражены в альбитизации и карбонатизации.

Дайки мощностью 60–80 м и протяженностью до 8 км прорывают терригенные отложения верхней юры и обрамляют северный контакт Буордахского субвулканического массива. На водоразделе рек Талбыгыр и Тирехтях дайки долеритов комплекса секут палеозойские отложения.

Трахидолериты и базальты – серо-зеленые порфировые мелкозернистые породы. Структура основной массы офитовая, интерсертальная, реже криптовая и габбродолеритовая. Минеральный состав (%): плагиоклаз (45–50, лабрадор–битовнит) моноклинный пироксен (25–32, диопсид-авгит) и роговая обманка (5–15). Иногда присутствуют оливин, биотит, кварц, калиевый полевой шпат и стекло. Акцессорные минералы – ильменит, магнетит, апатит и сфен.

Андезиты представляют собой серые и зеленовато-серые порфировые и афировые массивные породы с интерсертальной структурой основной массы и миндалекаменной текстурой. Вкрапленники сложены андезином, основная масса (%) – альбитом (70–75), хлоритом (20–25), кварцем (5–7), эпидотом (3–5), ильменитом и апатитом (по 2–3).

По химическому составу (табл. 28) трахидолериты комплекса характеризуются несколько повышенной щелочностью и на диаграмме TAS по составу отвечают монцогаббродиоритам. Породы высококалиевые с калиево-натриевым типом щелочности. Андезиты близки к типовым умереннокалиевым породам и высококалиевым трахиандезитам с калиево-натриевым типом щелочности.

Таблица 28

Химический состав пород момского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	50,50	2,67	14,89	0,88	11,25	0,28	4,05	6,59	4,49	2,20	0,72	0,75	99,27
2	58,29	1,05	16,91	2,64	2,91	0,14	3,85	5,35	4,39	1,72	0,38	1,85	99,48
3	60,40	0,70	17,44	–	6,90	0,15	2,48	4,47	2,55	2,55	0,18	1,25	99,07

Примечание. 1 – трахидолериты, 2 – андезиты [Государственная … , 1985б], 3 – андезиты [Государственная … , 1977].

Породы момского комплекса наиболее близки к габбро-долеритовой формации [Магматические … , 1979].

Момские дайки прорывают верхнеюрские отложения кюрэтерской свиты и бастахской серии. В отложениях нижнего мела они не встречены, однако радиологический возраст андезитов, определенный K-Ar методом, отчетливо указывает на постраннемеловой возраст. В материалах [Государственная … , 1981] приводятся следующие датировки: 86 ± 5 млн лет (коньяк) и 62 ± 8 млн лет (рубеж мела и палеогена). В материалах Яно-Индигирской СЛ-200/2 для долеритов приведена цифра 92 ± 2 млн лет (начало турона) [Легенда … , 2000]. На основании этих данных принимается позднемеловой (турон-маастрихский) возраст комплекса.

Саканьинский трахидолеритовый гипабиссальный комплекс (β;νβ;χK_2s) (по р. Саканья) выделен при разработке Верхояно-Колымской СЛ ГК-1000/3 [Розенкранц и др., 2000ф] как объединяющий дайки, развитые в осевой части Момского хребта и на его восточных склонах. В Яно-Индигирской СЛ ГК-200/2 тот же комплекс по материалам ГСР-200 [Климов и др., 1980ф.; Государственная … , 1989б] выделен под названием мятисский трахидолеритовый [Легенда … , 2000; Иванов и др., 2000ф].

Гипабиссальные тела комплекса пространственно расположены в границах Момской (4.2.1) и Мятис-Сулакканской (4.2.2) СФПЗ Илиньтасской СФЗ (4.2) Уяндино-Ясачненской СФО и представлены дайками д о л е р и т о в (β), часто повышенной щелочности габбро-долеритовой формации.до трахидолеритов и л а м п р о ф и р о в (χ), в целом отвечающими В качестве петротипической местности может рассматриваться бассейн р. Саканья.

Дайки имеют протяженность от 500 м до 5 км (реже до 12 км) при мощности 0,5–6 м (реже до 15 м), по отношению к слоистости вмещающих пород являются как согласными, так и секущими, имеют однородное строение [Климов, 1980ф]. Простирание даек преимущественно северо-западное с преобладающими азимутами 300–330°, согласное с простиранием основных складчатых структур, падение юго-западное, западное и северо-восточное под углами 25–80°. Тела комплекса приурочены к разрывным нарушениям северо-западного простирания. Экзоконтактовые изменения выражены слабо, на интервале не более 0,1 м от контактов даек проявлены карбонатизация, серицитизация, хлоритизация и сульфидизация вмещающих пород. Петрографическое описание состава пород комплекса приведено по материалам ГСР-200 [Климов и др., 1980ф; Государственная … , 1989б].

Долериты (трахидолериты) – темно-серые, мелко- и среднезернистые массивные породы с порфировыми выделениями пироксена. Основная масса офитовая. Минеральный состав (%): плагиоклаз (50–55), пироксен (35–40), биотит (10–15). Акцессорные минералы – апатит и магнетит.

Лампрофиры подразделяются на спессартиты и керсантиты, практически не отличимы визуально от трахидолеритов. Спессартиты представляют собой массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой и порфировыми выделениями амфибола, сложены (%) плагиоклазом № 40, часто зональным (45–55), хлоритизированной и опацитизированной роговой обманкой (40–50), биотитом (до 10), пироксеном (до 5) и акцессорными апатитом и ильменитом. В керсантитах вкрапленники представлены биотитом, породы сложены (%) интенсивно пелитизированным и соссюритизированным плагиоклазом (40–50), хлоритизированным и опацитизированным биотитом (40–50) и полностью разложенным пироксеном (до 10).

По химическому составу (табл. 29) породы отвечают монцогаббро и монцогаббродиоритам, преимущественно умереннокалиевым, по типу щелочности – натриевые, редко – калиево-натриевые. На диаграмме $(Na + K) / Ca – A_c$ отличаются от пород более раннего по возрасту бадярихинского комплекса повышенной щелочностью основных пород ($Na_2O + K_2O$ – до 6,32 % против 4,9 %), образуя выраженный тренд ближе к типовому щелочно-базальтовому. Другим отличием основных пород комплекса от бадярихинского является натриевый тип щелочности.

Таблица 29

Химический состав горных пород мятисского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	48,25	2,22	13,58	2,94	7,05	0,13	4,80	6,78	3,79	0,70	0,54	8,07	98,85
2	48,40	1,38	16,35	3,25	5,50	0,12	3,75	8,70	2,93	0,90	0,42	7,10	98,80
3	48,40	1,81	15,90	1,90	7,07	0,14	4,28	7,52	2,98	1,69	0,88	5,60	98,17
4	48,60	1,34	15,00	2,83	6,58	0,16	6,88	9,25	2,94	0,89	0,46	5,43	100,36
5	49,20	1,52	14,60	1,10	7,80	0,14	6,33	7,85	3,00	0,76	0,72	7,10	100,12
6	49,30	1,70	15,40	1,02	6,95	0,04	4,20	7,40	3,88	0,72	0,74	7,22	98,57
7	49,60	1,48	17,90	4,92	4,67	0,10	4,72	8,50	3,60	0,90	0,38	1,90	99,67
8	50,10	2,18	13,21	3,75	8,12	0,13	7,77	5,61	4,24	0,59	0,52	3,37	99,73
9	52,40	1,70	13,90	3,00	5,40	0,16	4,75	6,85	3,09	1,81	0,63	5,15	98,84
10	44,55	2,32	14,17	3,25	8,00	0,14	7,44	7,43	4,43	0,46	0,57	6,43	99,14
11	46,00	1,57	13,30	3,00	6,87	0,16	9,20	7,13	3,47	1,12	0,59	6,95	99,36
12	46,00	2,80	13,60	1,51	9,03	0,13	5,69	6,25	4,69	0,20	0,81	8,78	99,49
13	47,90	1,53	15,25	1,80	7,54	0,14	6,30	8,40	3,07	1,00	0,71	6,33	99,97
14	48,50	1,57	15,15	1,50	6,50	0,13	4,58	7,05	5,44	0,42	0,66	8,09	99,59
15	48,60	2,34	13,50	0,97	7,80	0,12	4,94	5,94	4,65	0,63	0,71	8,94	99,14
16	49,40	2,56	13,80	2,17	8,02	0,13	6,25	5,75	3,92	0,90	0,50	5,80	99,20
17	50,30	1,41	15,20	2,00	6,65	0,14	4,50	4,50	5,76	0,56	0,58	7,59	99,19
18	50,40	1,67	16,80	1,76	7,33	0,15	4,76	6,38	4,32	1,90	0,76	3,14	99,65
19	52,10	1,70	16,30	1,33	7,60	0,08	4,60	5,35	5,31	0,49	0,80	3,40	99,06

Примечание. 1–9 – долериты и трахидолериты, 10–19 – лампрофиры [Климов и др., 1980ф].

Радиологический возраст долеритов по дайкам в верхнем течении р. Кыллах, определенный K-Ar методом по биотиту, дает значения 103,9 и 103,2 млн лет и отвечает альбскому веку, по амфиболу (105 и 114 млн лет) – тоже альбскому веку и окончанию аптского, по пироксену показывает значения 97, 104, 107 и 115 млн лет (окончание апта – сеноман) [Климов и др., 1980ф]. Датирование тем же методом близких даек лампрофиров по биотиту отвечает как окончанию раннего мела (103,0 и 100,5 млн лет), позднему мелу (97,9; 92,6; 90,3 и 83,8 млн лет), так и окончанию палеоцена (59,2 и 56,9 млн лет). Дайки комплекса внедрены в отложения верхней юры и нижнего мела (включая буоркемюсскую свиту), причем последние синхронно дислоцированы совместно с верхнемеловой встречнинской свитой. В отложениях саканьинской свиты палеоцена дайки не встречаются. Возраст комплекса условно принят как позднемеловой – после формирования встречнинской свиты.

С образованиями комплекса связаны низкотемпературные кварц-хлоритовые, кварц-карбонатные жилы и минерализованные зоны дробления с убо-

гой сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин) [Государственная … , 1989б].

Хангатасский трахиандезит-базальтовый осадочно-вулканогенный комплекс (β;αβ;τ;γδπK_2*hn*) (по Хангатасскому горному кряжу (совр. – кряж Хангас-Тас) выделен при подготовке Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 [Розенкранц и др., 2000ф; Легенда … , 2002]. Ареал распространения – центральная часть Алазейского плокогорья – Седедемская СФПЗ (5.1.1) Уяндино-Алазейской СФЗ (5.1) Джахтардах-Олойская СФО (5).

Стратифицированные осадочно-вулканогенные образования комплекса (хангатасская свита) описаны в гл. «Стратиграфия». Субвулканические образования на Алазейском плоскогорье представлены силлообразными телами мощностью от 50 до 150 м при протяженности до 3–15 км [Николаев Ю. Т. и др., 1975ф]. Тела сложены субвулканическими базальтами (β), андезибазальтами (αβ), распространены и комагмат ичные им дайки долеритов (β), реже гранодиорит-порфиров (γδπ) и рахитов (τ).

Базальты и трахибазальты – черные, тонкозернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза размером 1–2 мм. Минеральный состав (%): плагиоклаз (50–70), пироксен (20–35), стекло (5–15). Акцессорные минералы – магнетит и сфен. Структура интерсертальная.

Андезиты и трахиандезиты – темно-серые мелко- и среднезернистые породы с вкрапленниками плагиоклаза (андезин № 30–45, реже лабрадор № 50), амфибола и моноклинного пироксена. В породах присутствуют (%) плагиоклаз (60–80), измененное стекло (до 25) и темноцветные минералы (5–15). Структура пилотакситовая, интерсертальная.

Гранодиорит-порфиры состоят (%) из плагиоклаза (до 70), калиевого полевого шпата (25–30), кварца (15–20), биотита и пироксена (по 3–5), вторичного серицита и акцессорных – циркона и ильменита.

Долериты – массивные темно-серые порфирового и афирового сложения породы. Имеют офитовую, реже пойкилоофитовую структуру. Встречаются оливиновые или двупироксеновые разности. Они состоят (%) из плагиоклаза (50–55), гиперстена (25–30), авгита (12–15) и оливина (до 5). Из акцессорных минералов встречаются рудный минерал, сфен и апатит.

По химическому составу (табл. 30) породы комплекса на диаграмме TAS образуют выраженный ряд с антидромной последовательностью по границе пород нормальной и умеренной щелочности – от дацитов и трахидацитов до базальтов и трахибазальтов. Все породы, как правило, высококалиевые с калиево-натриевым, реже с натриевым типом щелочности. По данным Н. В. Цуknова, С. Д. Соколова [2019], изучившими микроэлементный состав базальта хангатасской свиты, порода относится к толеитовой серии вулканитов рифтов.

Таблица 30

Химический состав пород хангатасского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	48,69	1,22	18,14	3,75	7,28	0,17	3,78	7,85	4,49	1,22	0,23	3,43	99,52
2	49,26	1,32	17,33	3,63	5,60	0,19	6,10	9,26	3,14	1,30	0,73	1,12	98,98

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
3	49,38	1,22	16,47	3,61	5,95	0,14	4,94	8,83	2,95	1,68	0,52	4,09	99,78
4	49,41	1,48	18,14	2,49	5,99	0,14	3,33	11,23	3,16	0,48	0,46	4,15	97,38
5	49,54	1,15	15,42	2,99	6,98	0,21	9,28	10,09	2,39	1,06	0,36	2,87	99,74
6	49,59	1,78	16,25	3,17	7,83	0,20	5,86	9,41	3,80	0,96	0,45	1,21	99,66
7	49,98	0,96	19,67	4,40	4,44	0,19	4,59	9,65	2,91	0,62	0,28	2,64	99,22
8	50,14	1,70	15,21	6,44	4,60	0,16	4,90	9,80	3,60	0,63	0,40	2,21	97,59
9	50,81	1,90	15,72	3,90	6,50	0,17	5,53	8,79	3,38	0,78	0,33	–	99,37
10	51,17	1,08	17,71	5,68	5,15	0,24	1,82	5,55	4,78	3,57	0,60	2,54	98,96
11	52,40	1,34	17,36	3,71	5,08	0,14	5,00	8,55	3,64	1,22	0,44	1,59	99,53
12	53,08	1,65	18,10	2,73	5,70	0,13	3,62	7,32	4,04	1,74	0,75	1,47	98,12
13	54,69	1,08	17,65	7,14	0,78	0,10	2,45	7,38	3,52	1,97	0,43	3,06	97,12
14	55,30	1,80	15,69	2,75	6,11	0,14	3,64	7,06	4,12	1,60	0,46	–	98,75
15	55,88	1,41	16,82	2,69	4,50	0,13	4,64	6,75	3,80	1,79	0,58	0,50	98,99
16	55,99	1,16	16,65	5,87	2,02	0,12	4,37	6,88	3,66	1,80	0,52	0,85	98,85
17	56,49	1,69	16,07	2,54	6,42	0,18	3,11	5,40	4,32	2,16	0,49	0,75	99,35
18	56,86	1,13	17,21	5,45	3,00	0,14	2,84	6,05	3,59	2,10	0,58	0,81	98,83
19	57,42	1,24	16,01	3,46	3,66	0,15	4,19	6,31	3,59	1,83	0,45	–	100,41
20	58,29	1,10	17,11	2,86	3,75	0,09	3,23	6,08	3,92	2,24	0,56	1,23	98,33
21	59,52	1,16	16,44	4,35	2,08	0,09	3,36	5,41	4,13	2,42	0,36	1,03	99,12
22	60,21	0,71	16,56	3,46	2,78	0,10	2,71	6,13	4,00	2,09	0,48	–	99,23
23	60,60	0,88	16,23	2,94	3,20	0,10	3,23	5,32	4,48	2,42	0,40	0,56	100,03
24	61,22	0,81	15,74	2,67	2,52	0,08	3,53	5,09	3,65	2,86	0,31	1,95	99,20
25	61,76	0,99	15,77	3,06	2,30	0,11	3,06	4,73	3,52	2,57	0,33	–	98,20
26	62,09	0,85	16,34	2,47	2,78	0,10	2,42	4,85	4,08	2,59	0,30	0,59	98,33
27	62,81	0,95	16,35	3,83	1,88	0,06	1,85	3,54	4,10	3,44	0,35	0,83	98,16
28	63,50	0,72	15,53	0,53	4,22	0,09	2,14	4,83	4,13	1,98	0,17	–	97,84

Примечание. 1, 2, 4–12, 15–21, 23–27 [Алешко и др., 1984ф]; 3, 13, 14, 22, 28 [Кац и др., 1980ф].

Породы комплекса отвечают трахибазальтовой формации.

Исходя из ассоциации субвулканических образований с хангатасской свитой, их возраст принят как позднемеловой без уточнения (от сеномана до маастрихта). Изотопные K-Ar датировки известны в основном по породам хангатасской свиты, в целом они подтверждают такое заключение. По данным В. И. Соловьёва, для вулканических пород в разрезах свиты имеются K-Ar датировки: 106 млн лет (середина альба), 100 млн лет (начало сеномана), 96 млн лет (середина сеномана), 92 млн лет (начало турона) и 80 млн лет (начало кампана), а залегают эти отложения в верховье р. Нелькан на туфогравелитах с верхнемеловой флорой [Соловьёв, 1986б]. В нижнем течении р. Нелькан на левом склоне его долины описаны двупироксеновые миндалекаменные андезибазальты и трахиандезиты экструзивной фации, по которым имеются K-Ar датировки в 60 млн лет (середина палеоцена) и 88 млн лет (коньяк) [Соловьёв, 1986б]. Известны K-Ar определения для андезитов –

74 млн лет (кампан) [Николаев и др., 1975ф]. Н. В. Цукановым, С. Д. Соколовым [2019] приведена K-Ar датировка плагиоклаза хангатасских базальтов – 59 ± 9 млн лет (с учетом ошибки – маастрихт–палеоцен).

Базальты и андезибазальты комплекса вместе с комагматичными лавовыми потоками служат источниками для формирования голоценовых россыпей сердоликов и агатов.

Меловые (альб–маастрих) вулканические комплексы Алазейского плоскогорья – кадылчанский, североседедемский и хангатасский вместе с одноименными свитами образуют единую антидромную последовательность магматизма. Ряд исследователей выделяют ее в единую алазейскую серию [Фролова, 1991, 1996]. А. П. Ставский эти образования на Алазейском плоскогорье рассматривал как контрастную риолит-базальтовую серию [Ставский, 1981]). По мнению Н. В. Цукнова, С. Д. Соколова [2019], микроэлементный состав пород североседедемской и хангатасской свит указывает на то, что вулканиты североседедемской свиты формировались в пределах континентального вулканического пояса, а хангатасской – в режиме растяжения и рифтообразования.

Хадаранский габбро-монцонит-сиенитовый плутонический комплекс (по петротипическому массиву Хадаранский) выделен при разработке Колымской СЛ-200/2 [Легенда … , 1999б] на основе и взамен ранее выделенного кадылчанского интрузивного комплекса [Государственная … , 1981а]. Интрузивные тела комплекса на Алазейском плоскогорье сложены породами трех последовательных фаз: первая фаза – габбродиориты ($\nu\delta K_2 hd_1$), диориты ($\delta K_2 hd_1$) , монцодиориты ($\mu\delta K_2 hd_1$), монциниты ($\mu K_2 hd_1$), гранодиориты ($\gamma\delta K_2 hd_1$); вторая фаза – гранодиорит-порфиры ($\gamma\delta\pi K_2 hd_2$), гранит-порфиры ($\gamma\pi K_2 hd_2$), щелочные гранит-порфиры ($E\gamma\pi K_2 hd_2$); третья фаза – габбродолериты ($\nu\beta K_2 hd_3$) и долериты ($\beta K_2 hd_3$). Широко распространены комагматичные дайки габбродолеритов ($\nu\beta K_2 hd_3$), диоритов ($\delta K_2 hd_1$), монцодиоритов ($\mu\delta K_2 hd_1$), гранодиоритов ($\gamma\delta K_2 hd_1$) и граносиенитов ($\gamma\xi K_2 hd_1$).

Породы первых двух фаз слагают монофациальные, реже полифациальные моно- и двухфазные лополиты, лакколиты, пластовые пологопадающие тела и штоки, сопровождающиеся дайками порфировых разностей, а к третьей фазе относятся породы мощных дайкоподобных тел и даек (мощностью от первых метров до 600 м), пространственно связанные с интрузиями первых двух фаз. Диоритами сложен Нельканский массив и ряд небольших безымянных тел; гранит-порфирами – Хадаранский массив, а щелочными гранит-порфирами – массив Хайырдах.

Диориты первой фазы сложены (%) плагиоклазом (60–65), калиевым полевым шпатом (10–15), кварцем (до 15) и цветными минералами (7–10). Структура породы гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая. Плагиоклаз по периферии зерен замещается нерешетчатым калиевым полевым шпатом (10–15 %). Иногда последний постепенно замещает плагиоклаз почти нацело. Содержание ксеноморфного кварца колеблется от единичных знаков до 10–15 % в кварцевых диоритах. Из акцессорных встречаются рудный минерал, апатит и циркон.

Габбродиориты, связанные с диоритами постепенными переходами, представляют собой темно-серые мелко- и среднезернистые часто порфировидные породы с вкрапленниками таблитчатого, иногда зонального, по-видимому, раскисленного плагиоклаза (4–5 мм) – андезина № 45. В некоторых разностях пород во вкрапленниках встречаются единичные зерна гиперстена, аналогичного таковому в основной массе. Из акцессорных присутствуют рудный минерал, апатит и сфен. Вторичные минералы представлены кварцем (1–2 %), выделяющимся по трещинам и полостям между другими минералами и зеленовато-серыми чешуйками хлорита.

Монцониты состоят (%) из плагиоклаза (45–50), ортоклаза (30), кварца (1–2, до 12), роговой обманки (6), биотита (3–4) и акцессорных минералов (0,8). В некоторых разновидностях содержится до 5 % гиперстена или авгита. Кроме того, отмечается сфен, реже – графические агрегаты ильменита.

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры второй фазы представляют собой светло-серые, серые и зеленовато-серые породы мелко- и среднезернистые, часто порфировые с вкрапленниками (от 15–2 до 25–35 %, 0,5–1 мм) плагиоклаза (андезин или ортоклаз), реже микроклина, роговой обманки и биотита. Основная масса породы имеет микрогранитовую, микроаплитовую или микропойкилитовую структуру и состоит из плагиоклаза (ортоклаз, олигоклаз, альбит), калиевого полевого шпата, кварца, биотита и рудного минерала. Акцессорные минералы – апатит и циркон.

Щелочные гранит-порфиры – светлые, сиренево-серые массивные породы с вкрапленниками ирризирующего плагиоклаза, обнаруживающие порфировое сложение. Вкрапленники (25–30 %) представлены альбитом, санидином, эгирином, арфведсонитом, микроклин-пертитом и кварцем. Основная масса породы имеет микропойкилитовую, микрофельзитовую или всевдосферолитовую структуру и состоит из пятнистых обособлений (0,1–0,3 мм) кварца с включениями табличек щелочного полевого шпата. Реже она представляет собой микроаллотриоморфнозернистый агрегат щелочного полевого шпата и кварца (фельзит) или состоит из радиально-лучистых обособлений кварц-полевошпатового состава. В основной массе рассеяны мелкие разложившиеся зерна арфведсонита размером 0,01–0,2 мм. Акцессорные минералы представлены мелкими призматическими зернами апатита и циркона, а также рудным. Вторичные изменения выражаются в пелитизации санидина, серитизации плагиоклаза, опацитизации арфведсонита.

По химическому составу (табл. 31) на диаграмме TAS породы комплекса образуют ряд антидромной последовательности от умереннощелочных лейкогранитов до монцодиоритов с отдельными фигуративными точками в поле пород нормальной щелочности. Все породы преимущественно высококалиевые, редко умереннокалиевые, с ярко выраженным натриевым типом щелочности при единичных калиево-натриевых разностях для кислых пород и с калиево-натриевым – для средних.

Формационная типизация комплекса однозначно не определена. Ближе всего он отвечает гранит-граносиенитовой формации [Магматические … , 1979], однако наличие пород основного состава нехарактерно для этой формации. В целом комплекс представляет собой «пеструю» плутоническую ассоциацию, в составе которой, возможно, будут выделены несколько комплексов.

Таблица 31

Химический состав пород хадаранского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	53,52	1,80	17,35	3,68	6,15	0,12	3,63	7,01	3,86	1,34	0,43	0,68	99,57
2	54,62	1,15	15,95	2,64	5,45	0,14	3,38	5,24	4,27	2,75	0,46	3,55	99,60
3	57,33	1,01	16,37	2,44	3,61	0,14	2,92	4,82	2,82	3,31	0,79	4,46	99,62
4	57,89	1,57	14,37	6,10	1,83	0,16	1,30	4,57	4,28	2,76	0,55	4,02	99,40
5	59,53	1,05	16,67	1,93	4,67	0,18	2,23	5,16	3,96	2,82	0,43	1,80	100,43
6	60,12	1,06	15,74	2,03	4,76	0,10	2,61	4,75	4,33	2,94	0,35	0,62	99,41
7	60,59	0,85	16,00	2,07	3,50	0,09	1,30	4,00	4,22	3,58	0,21	2,63	99,04
8	61,79	0,71	16,30	3,64	1,00	0,09	2,21	3,62	5,11	1,31	0,23	3,75	99,76
9	63,62	0,66	16,30	2,92	1,48	0,10	1,81	2,53	5,23	2,84	0,27	1,27	99,03
10	65,00	0,45	15,92	1,41	2,78	0,10	1,08	2,20	5,23	4,53	0,16	0,63	99,49
11	65,27	0,46	16,10	1,88	2,50	0,06	0,49	2,07	4,67	5,12	0,12	0,73	99,47
12	66,48	0,68	15,33	1,78	2,36	0,10	1,65	3,18	4,16	3,09	0,25	1,33	100,39
13	67,02	0,42	14,05	0,45	3,71	0,08	2,97	3,04	4,85	1,11	0,09	2,40	100,19
14	67,02	0,55	14,57	1,44	2,39	0,07	0,19	3,30	4,21	4,35	0,07	2,14	100,30
15	68,62	0,26	15,08	1,64	1,83	0,11	0,40	0,98	4,43	3,53	0,10	2,56	99,54
16	68,70	0,57	14,91	1,29	2,57	0,08	0,54	1,35	4,47	3,56	0,22	1,54	99,80
17	69,56	0,31	15,82	1,17	2,30	0,06	0,21	0,47	4,28	4,54	0,09	0,90	99,71
18	69,78	0,29	14,73	0,91	1,90	0,06	1,31	1,97	3,95	3,00	0,29	1,21	99,40
19	71,08	0,18	14,34	2,09	0,78	0,05	0,12	0,60	5,00	4,50	0,29	0,60	99,63
20	72,54	0,10	13,25	0,54	1,46	0,05	0,29	1,10	4,85	5,03	0,20	0,28	99,69
21	74,45	0,10	13,53	1,13	1,11	0,06	0,18	0,50	4,14	4,15	0,17	0,24	99,76
22	74,54	0,07	13,37	0,70	0,89	0,04	0,49	0,68	4,69	4,29	0,14	0,14	100,04
23	74,75	0,10	12,70	0,89	0,64	0,02	0,19	0,27	4,69	4,53	0,29	0,67	99,74
24	75,24	0,08	13,44	0,60	0,68	0,04	0,39	0,21	4,27	4,32	0,23	0,70	100,20

Примечание. 1, 2, 4–24 [Алешко и др., 1984ф]; 3 [Кац и др., 1980ф].

Радиологические определения возраста пород первой и второй фаз K-Ar методом показывают значения 88 и 93 млн лет [Кац и др., 1980ф]. Массивы и дайки комплекса проывают все вулканогенно-осадочные толщи мела и сопряжены с вулканитами хангатасского осадочно-вулканогенного комплекса. Возраст комплекса, опираясь на эти данные, условно принят как позднемеловой.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Омулевский тешенит-трахидолерит-лампрофировый гипабиссальный комплекс (β;χP_2*om*) (по р. Омулёвка) выделен южнее территории листа [Легенда … , 2002] и подробно описан в изданном комплекте Госгеолкарты-1000/3 листа P-55 [Государственная … , 2016]. На территории листа Q-55

одиночные дайки долеритов (β) и лампрофиров (камтонитов и бостонитов) (χ) комплекса известны только в юго-восточном секторе площади, где прорывают отложения палеозоя. Дайки как дискордантны к докайнозойским структурам, так и согласны с простиранием осадочных толщ. Мощность даек основного состава 1–30 м. Наиболее крупные из них в центральных частях сложены габбродолеритами, в контактовых – долеритами (0,5 м). Дайки лампрофиров различны по мощности – у южной рамки листа известна дайка бостонитов протяженностью до 9 км при мощности до 200 м [Хандожко и др., 1981ф], в то же время дайки, сложенные камптонитами, маломощны (до 1–1,5 м) и не прослеживаются более чем на первые сотни метров. Экзоконтактовые изменения незначительны (1–1,5 м) и выражаются в осадочных породах слабым ороговикованием. Характерной чертой пород омулевского комплекса является их свежий кайнотиный облик.

Долериты – темно-зеленые мелкозернистые массивные породы офитовой пойкилоофитовой структуры, сложенные (%) беспорядочно расположенными лейстами плагиоклаза (45–65, № 50–75) и пироксена (30–45, авгит и пижонит). Отмечена значительная вкрапленность титаномагнетита (до 1 %). Акцессорные минералы – циркон, апатит (до 735 г/т) и пирит. Редкие миндалины размером 0,2–1,5 мм выполнены оливином (до 2 %) и вторичными минералами – кальцитом, хлоритом и эпидотом.

Габбродолериты в центральных частях даек – зеленые средне- и крупнозернистые породы, состоящие (%) из лабрадора (60–65) и авгита (35–40), присутствуют в породах апатит и рудный минерал. Структура офитовая и пойкилоофитовая, часто порфировидная.

Среди *лампрофиров* при ГСР-200 [Хандожко и др., 1981 ф.] диагностированы бостониты и камптониты. *Бостонитам* свойственна афировая структура. Основная масса микробостонитовой структуры сложена агрегатом мелких лейст щелочного полевого шпата (КПШ и альбит). Альбит образует и единичные мелкие вкрапленники. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит и рудный минерал, по трещинам развиваются вторичные минералы – кварц и кальцит. Среди бостонитов дайки руч. Кривун (левый приток р. Омулёвка) в ранее отобранных образцах по химсоставу диагностированы умереннощелочные габброиды (монцогаббро, эссекситы) [Государственная … , 2016]. *Камптониты* обладают ярко выраженным свежим обликом и полнокристаллической структурой. Вкрапленники (до 2 см, не более 15–20 % объема породы) сложены роговой обманкой, биотитом, реже – титан-авгитом, плагиоклазом, оливином или розовым гранатом(?). Редкие шаровидные миндалины выполнены кальцитом и цеолитами с игольчатым пироксеном. Основная микрокристаллическая масса сложена (%) тонкими лейстами лабрадора (30), роговой обманкой и призматическим титан-авгитом (каждого до 20), оливином (10) и пластинками биотита, промежутки между которыми выполнены андезин-олигоклазом и анальцимом. В качестве акцессориев присутствуют апатит и ильменит. По титан-авгиту активно развивается иддингсит.

По химическому составу (табл. 32) породы комплекса относятся к умереннощелочным и щелочным от монцогаббро до сиенитов с отдельными значениями для нормальнощелочных разностей. Породы высоко- и умереннокалиевые с натриевым или калиево-натриевым типом щелочности.

Таблица 32

Химический состав пород омулевского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	46,46	1,76	15,79	9,57		0,16	7,47	7,99	2,47	3,68	0,72	3,68	99,75
2	46,91	1,86	15,89	2,59	8,52	0,15	6,69	9,40	2,93	0,58	0,32	2,98	98,81
3	47,75	1,79	16,37	2,34	8,48	0,19	7,18	7,38	3,70	0,91	0,25	3,70	99,76
4	47,78	1,93	15,64	2,09	7,85	0,18	5,36	10,75	3,52	0,67	0,35	3,92	99,73
5	48,00	1,69	18,30	15,20		0,37	5,36	4,65	3,27	0,99	0,07	1,93	99,80
6	48,25	2,07	15,52	2,49	7,91	0,18	5,57	9,85	3,57	0,58	0,29	3,18	99,06
7	50,40	2,20	13,67	2,67	9,69	0,24	3,93	8,25	3,32	1,20	0,55	3,64	99,50
8	50,92	1,64	16,16	3,27	6,68	0,14	5,58	6,75	3,41	1,06	0,32	3,65	99,53
9	51,00	0,66	17,73	3,61	5,42	0,20	4,05	7,59	3,40	3,86	0,33	2,85	100,28
10	51,01	1,89	14,37	5,67	7,02	0,22	4,01	6,99	3,63	1,44	0,63	2,56	99,41
11	55,32	1,16	15,80	1,55	5,20	0,13	4,61	7,09	3,69	1,58	0,15	3,99	99,94
12	61,78	0,25	17,21	5,39		0,14	0,34	1,03	6,42	4,34	0,03	2,79	99,69

Примечание. 1, 12 – дайки в бассейне р. Омулёвка [Государственная … , 1990]; 2–4, 6–11 – дайки в бассейне р. Рассоха [Сурмилова и др., 1979ф]; 5 – дайка руч. Кривун [Государственная … , 2016].

Малые интрузии омулевского комплекса наиболее близки к щелочно-габброидной формации [Магматические … , 1979].

Ранее определенный K-Ar методом радиологический возраст камптонита из дайки на руч. Пропасть составил 43 млн лет (средний эоцен) [Хандожко и др., 1981ф]. Возраст долеритов даек в бассейне р. Рассоха, определенный тем же методом, показывал значения 28 ± 9, 32 ± 7 и 36 ± 4 млн лет (олигоцен–эоцен) [Сурмилова и др., 1979ф]. В 2015 г. из эссекситов по образцам из коллекции В. И. Шпикермана (1989 г.) в ЦИИ ВСЕГЕИ была получена близкая U-Pb SHRIMP датировка по цирконам – $53 \pm 0{,}5$ млн лет (ранний эоцен) [Государственная … , 2016]. Эти данные позволяют уверенно говорить об эоценовом возрасте комплекса.

НЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Ураса-хаинский риодацитовый комплекс ($\tau\lambda\xi;\lambda\xi N_1 uh$) (по горе Ураса-Хая, 1324,8 м) выделяется под собственным названием впервые по материалам ГСР-200 [Государственная … , 1991ф] как объединяющий трахириодациты экструзивного купола Урага-Хая и, выделявшиеся в Верхояно-Колымской СЛ-1000/3 как раннемеловые дайки риодацитов на правобережье р. Мома.

Экструзивный купол трахириодацитов Урага-Хая (Маяк [Рудич, 1964]), рассматриваемый в качестве петротипа, расположен на междуречье правых притоков р. Мома – Эгебит-Юрюе и Матага-Эселях на отрезке их выхода из горной части Момского хребта в долину р. Мома. Наиболее детально купол охарактеризован в материалах ГСР-200 [Сорокин и др., 1968ф, 1971ф; Государственная … , 1991ф]. По форме он представляет собой почти правильный конус, весьма слабо затронутый эрозионно-денудационными процессами, и относится к вулканам экструзивно-эксплозивного типа извержения. Вокруг купола закартированы агломератовые потоки, занявшие отрицательные фор-

мы рельефа и перекрытые на нижних флангах маломощным чехлом современного делювия и пролювия. В теле купола отмечены две концентрические зоны дробления, расположенные на абс. выс. 1250 и 1300 м, что возможно, свидетельствует о трех стадиях выжимания купола.

Трахириодациты – белые плитчатые породы с порфировой и гломеропорфировой структурой. Вкрапленники (30 % от объема породы) представлены (%) плагиоклазом (85–90, № 35–42), кварцем (5–10), биотитом (3–5) и бурой роговой обманкой (2–3). Основная масса трахитовой, иногда микропойкилитовой, призматическизернистой структуры сложена альбитом, кварцем и биотитом. Акцессорные минералы представлены (г/т) магнетитом (8148), турмалином (7938), апатитом (1785), сфеном (714), знаками ильменита и циркона. Вторичные изменения выразились в опацитизиции темноцветных минералов, серицитизацией и каолинизацией плагиоклазов.

К северо-западу от купола на междуречье также правых притоков р. Мома – Тас-Юрях и Бегара-Барыллалах закартированы дайки риодацитов, согласные с простиранием вмещающих пород бастахской серии. Наиболее крупная из них на водоразделе ручьев Ойогос-Ордук и Куранах прослеживается на 2,5 км при мощности 300 м. Это межпластовая дайка, залегающая среди алевролитов аргатасской свиты. Она хорошо выделяется в рельефе. По простиранию с востока и с запада дайка экранируется разрывами меридионального и северо-западного простирания. Состав дайки однообразный риодацитовый и от контактов к центру не меняется.

Риодациты – светло-серые плотные массивные породы с порфировой структурой. Вкрапленники (20–25 %) представлены (%) плагиоклазом (90, № 31–35), биотитом (5–10) и амфиболом (до 5). Основная гипидиоморфнозернистая масса сложена (%) кварцем (60–65) и кислым плагиоклазом (35–40). Размер зерен кварца и плагиоклаза в основной массе 0,02–0,05 мм. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом. Вторичные изменения (5–10 %) выражены в окварцевании плагиоклаза и основной массы и в хлоритизации биотита.

По химическому составу (табл. 33) породы комплекса отвечают типовым высококалиевым трахириодацитам и риодацитам с натриевым типом щелочности. На диаграмме $(Na + K) / Ca - A_c$ породы образуют выраженный тренд в секторе умереннощелочных пород.

Для трахириодацитов характерна четко выраженная специализация по Li, B, P, Mn. В них также повышены содержания V, Ni, As, Mo и Ag. Присутствие Co, Zn, Ge, Ga, Y, Sn, Pb, Cu – фоновое или ниже [Государственная … , 1991ф].

Породы комплекса наиболее близки к трахириолитовой формации, но с ярко выраженным натриевым типом щелочности.

Радиологический возраст пород, слагающих купол, определенный K-Ar методом, показывает 16,6 ± 0,8 млн лет [Грачев, 1973, 1977]. Выполненное в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb SHRIMP датирование цирконов из риодацитов по пробе, отобранной в 2015 г., дает конкордантную дату 16,05 ± 0,32 млн лет. Среди «захваченных» магматических цирконов в риодацитах отражаются уровни эоцена (38,3 ± 0,6 и 49,0 ± 0,8 млн лет), поздней юры (151,3 ± 2,1 и 152,0 ± 2,3 млн лет) и позднего ордовика (446,5 ± 6,0 млн лет), что хорошо совпадает с установ-

ленными на территории этапами магматической активности. В составе галечников сюрюктяхской свиты (верхний миоцен – низы плиоцена) на левобережье р. Мома появляются валуны и галька пористых трахириодацитов и риодацитов, имеющих характерный «свежий» облик и идентичных породам комплекса – не исключено, что здесь имел место еще один, ныне сэродированный, эксплозивный купол. Возраст комплекса принимается как неогеновый (конец раннего миоцена).

Таблица 33

Химический состав пород ураса-хаинского комплекса, %

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	ппп	Сумма
1	68,66	0,50	16,02	1,93	0,56	0,06	1,04	1,98	5,73	3,73	–	–	100,22
2	68,88	0,33	16,01	1,59	0,68	0,02	2,15	0,39	5,08	3,89	0,41	0,33	99,88
3	68,96	0,31	16,60	1,32	0,88	0,03	1,25	0,18	5,18	2,88	0,41	1,18	99,18
4	69,04	0,26	16,10	1,28	0,60	0,03	0,25	2,35	5,20	2,80	0,24	0,72	98,87
5	69,10	0,31	16,12	1,61	0,55	0,04	0,00	2,85	5,20	3,41	0,15	–	99,34
6	69,10	0,31	15,65	1,38	0,63	0,031	0,50	1,80	5,50	3,96	0,098	0,34	99,30
7	69,10	0,28	16,00	1,06	0,72	0,007	0,40	1,90	6,50	3,60	0,07	0,38	100,02
8	69,18	0,38	16,23	1,61	0,61	0,03	0,60	1,96	5,50	3,72	0,25	0,42	99,49
9	69,20	0,29	16,05	0,88	0,97	0,03	0,37	2,00	6,50	3,60	0,07	0,28	100,24
10	69,43	0,30	16,26	1,05	1,30	0,03	0,29	1,88	5,13	2,70	0,25	0,87	99,49
11	70,12	0,30	16,85	0,56	0,41	–	0,66	1,58	5,86	3,01	–	–	99,35
12	70,66	0,21	16,60	0,71	1,58	0,03	0,17	1,81	4,77	2,60	0,25	0,49	99,88

Примечание. 1 – проба К. Н. Рудича, 1962 г., 2–4, 12 – данные ГСР-200 [Сорокин и др., 1971ф]; 6, 7 ,9 – кол. ГУП «Сахагеоинформ», 2015 г.; 8, 10 – средние данные по объединенным пробам (8 – трахириодациты купола Урага-Хая, три пробы, 10 – риодациты дайковых тел, три пробы) [Государственная … , 1991ф]; 11 – данные А. Ф. Грачева [1977].

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Балаган-тасский базальтовый комплекс (vIII-H*bl*) представлен возвышающимся над поверхностью среднеплейстоценовой террасы базальтовым конусом и окружающими его лавовыми потоками. Образования комплекса описаны в гл. «Стратиграфия».

Базальты балаган-тасского и риодациты ураса-хаинского вулканических комплексов могут рассматриваться в составе кайнозойской Правомомской вулканической серии с антидромной последовательностью вулканизма. По данным А. Ф. Грачева, и тем, и другим породам свойственно необычайно высокое соотношение K / Rb (2170 и 733) [Грачев, 1977]. Геологическая позиция и антидромная последовательность серии близки к более ранним меловым вулканическим комплексам алазейской серии. И те, и другие отвечают на рассматриваемой территории стадиям континентального рифтогенеза, на которых, как правило, и проявляется антидромная последовательность вулканизма [Фролова, 1991, 1996]. В отличие от палеозойских и мезозойских вулканических комплексов, сформированных в морских бассейнах, для вулканитов алазейской и правомомской серий характерна и обратная направленность изменения типа щелочности – от существенно натриевых для кислых пород к калиево-натриевым для основных пород.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа довольно широко проявлены процессы контактового метаморфизма и метасоматоза в осадочных, вулканогенно-осадочных отложениях, связанные с внедрением разновозрастных и разнообразных по составу интрузивных и субвулканических тел. В отдельных структурно-тектонических блоках, как правило, сложенных породами допалеозойского, ранне- и среднепалеозойского возрастов, проявлены также процессы регионального метаморфизма и динамометаморфизма, причем последние, при отчетливо низкотемпературном режиме преобразований, уверенно контролируются узкими зонами разломов, что позволяет их, на наш взгляд, считать продуктами именно дислокационного метаморфизма [Петрографический … , 2009].

Параметры распространения и тех, и других образований, степень изученности не позволяют при мелкомасштабном картировании выделять собственные метаморфические или метасоматические комплексы, поэтому описание типов и классов пород приводится по возрастному положению образований, к которым приурочены те или иные проявления метаморфизма и метасоматоза, или с которыми последние связаны генетически.

В соответствии с положениями ПК [Петрографический … , 2009], на территории листа можно выделить следующие классы метаморфических и метасоматических горных пород.

Метаморфические породы представлены тремя классами.

Породы регионального (динамо-термального) класса – сланцы, мраморы, кварцитопесчаники и кварциты зеленосланцевой фации в тромбонской и ивашкинской толщах (рифей), менее проявленные зеленосланцевые изменения в мраморах куранахской толщи (кембрий), а также в полях развития мезозойских отложений Яно-Колымской (триас) и Иньяли-Дебинско-Сугойской (юра) зон.

К этому же типу относятся и породы динамо-(дислокационно)-метаморфического класса на Алазейском плоскогорье, где в разной степени проявлены эклогитовая (?), эпидот-амфиболитовая, глаукофансланцевая, зеленосланцевая и цеолитовая фации метаморфизма. Кроме Алазейского плоскогорья, процессы дислокационного метаморфизма локально проявлены и на остальной территории – в зонах крупных разрывных нарушений развиты тектонические брекчии, катаклазиты, милониты, филлиты, сланцы, реже какириты, гнейсы.

Третий, отдельный класс того же типа образуют контактово-метаморфические породы: контактовые роговики в терригенных и вулканогенно-терригенных толщах преимущественно мезозойского возраста, контактовые мраморы и офикальциты по карбонатным породам палеозоя, развитые в экзонтактах гранитоидных интрузий. В составе этого же класса в соответствии с представлениями В. В. Ревердатто [Ревердатто, 1970] рассмотрены горелые породы в меловых отложениях.

Метасоматические образования также представлены породами трех классов.

Контактово-метасоматический класс – скарны, грейзены, редкие эпидозиты, лиственитты, развитые преимущественно на контактах гранитоидных, реже основных интрузий и карбонатных пород палеозойского возраста.

В составе класса регионально-метасоматических пород мы рассматриваем аргиллизиты, пропилиты и березиты, развитые в зонах разломов и на участках рудной минерализации часто в тесной связи с дайковым магматизмом и вулканической деятельностью. Скорее всего, к этому же классу нужно относить площадную турмалинизацию разновозрастных пород на Алазейском плоскогорье, генетически тоже связанную с меловым вулканизмом.

Третий, гипергенно-метасоматический класс метасоматических пород представлен новообразованиями самородной серы в сульфатных породах гипсоносной свиты (живет).

Кроме этих трех классов в метасоматитах нами рассмотрены пневматолитово-метасоматические образования – графитизированные гранодиориты гибридного облика, известные на территории листа в трех гранитных массивах.

В качестве отдельной группы кратко описаны гидротермальные образования.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Регионально-(динамо-термально)-метаморфические породы

Наиболее древние процессы зеленосланцевой фации регионального (динамо-термального?) метаморфизма проявлены по рифейским образованиям тромбонской и ивашкинской толщ [Хандожко и др., 1981ф].

В составе тромбонской толщи развиты серицитовые, серицит-хлоритовые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы, постепенно переходящие друг в друга, встречаются (около 5 % от объема) альбит-эпидот-амфиболовые (актинолитовые) и эпидот-амфиболовые сланцы, кварцевые мраморы, в единичных случаях диагностированы микрокварциты.

Серицит-хлоритовые сланцы имеют темно-серый цвет с зеленоватым оттенком. Основная масса сложена хлорит-серицитовым агрегатом (по 40 %) с обильным количеством землистого хлопьевидного лейкоксена (около 20 %). Среди этой массы рассеяны редкие зерна кварца, альбита, турмалина. Химический состав отвечает кварцевым базальтам.

Слюдисто-кварцевые сланцы (сланцеватые микрокварциты) и *серицито-кварцевые филлиты* имеют серый и темно-серый цвета. В составе пород: кварц (60–80 %), серицит (мусковит) (15–30 %), углистое вещество (в филлитах)

(10–15 %). На уровне примеси содержатся такие минералы как альбит, кальцит, хлорит, встречаются новообразования турмалина, апатита, сфена, отмечены реликтовые зерна циркона.

Эпидот-альбит-амфиболовые (актинолитовые) и *эпидот-амфиболовые сланцы* – темно-зеленые рассланцованные породы с вкрапленниками и прожилками желто-зеленого эпидота. Главные породообразующие минералы – альбит, актинолит, эпидот, хлорит, сфен, кальцит, иногда биотит. Нередко наблюдаются линзовидные сегрегации эпидота или альбита, лейсты или обломки кристаллов реликтового плагиоклаза альбитизированного, эпидотизированного, частично хлоритизированного.

Минеральный состав зеленосланцевых пород тромбонской толщи отвечает среднетемпературной ***эпидот-мусковит-хлоритовой*** и высокотемпературной ***биотит-хлоритовой*** субфациям [Добрецов и др., 1972]. Отсутствие ассоциации актинолита с основным плагиоклазом не позволяет выделить признаки эпидот-амфиболитовой и переходной к ней фаций, хотя и имеются отдельные указания на присутствие в шлифах совместно с актинолитом реликтов альбитизированного плагиоклаза, более основного по составу. Косвенно эти факты указывают на регрессивный характер метаморфизма [Хандожко и др., 1981ф].

Мраморы в составе тромбонской толщи белые, иногда розовые, светло-серые, пятнисто-полосчатые, сложены мономинеральным кальцитом с редкими мелкими зернами кварца (кварцевый мрамор), что тоже отвечает зеленосланцевой фации метаморфизма [Рыка и др., 1989].

В составе ивашкинской толщи установлены серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы, реже хлоритоидные сланцы, кварциты и кварцитопесчаники.

Хлорит-серицитовые, кварц-серицитовые (мусковитовые) и серицито-кварцевые сланцы (филлиты) – темно-серые или зеленовато-серые породы с шелковистым, иногда с перламутровым блеском и ярко выраженной сланцеватой текстурой. Главные минералы – кварц, серицит и хлорит, примесь – углистое вещество, железистые минералы (гематит, магнетит, лимонит), зерна циркона, новообразования турмалина, апатита, титанистых минералов (лейкоксен, анатаз, брукит, рутил), редко – гранат, клиноцоизит, реликтовый касситерит.

Хлоритоидные сланцы – плотные зеленовато-серые, темно-серые, желтые, кремовато-коричневые, часто пятнисто окрашенные породы, расщепляющиеся на тонкие (2–10 мм) пластинки с шелковистым или мерцающим блеском на плоскостях. В составе – хлоритоид, серицит, кварц, гематит с лимонитом (до 3–4 %). Примеси – углистое вещество (до 10 %), циркон, турмалин, лейкоксен.

Кварцитопесчаники и кварциты – массивные и неясно-слоистые породы зеленовато-серого или желтовато-серого цветов, на поверхности – коричневато-бурые. В составе резко преобладает кварц, почти постоянно (3–15, до 20 %) отмечаются гематит, магнетит, гидроокислы железа до перехода пород в железистые кварциты. В небольших количествах – серицит, хлорит, иногда карбонат, акцессории – циркон, турмалин.

Минеральный состав зеленосланцевых изменений ивашкинской толщи отвечает высокотемпературной биотит-хлоритовой субфации [Добрецов и др., 1972].

Соглашаясь с регрессивным характером метаморфизма тромбонской толщи, можно предположить, что породы ивашкинской толщи таковому не подвергались.

Возраст собственно зеленосланцевого метаморфизма первично осадочных и вулканогенных образований тромбонской и ивашкинской толщ может быть определен только как доордовикский по тем фактам, что окружающие отложения ордовика не подвержены таковым преобразованиям. Судя по датировкам внешних кайм отдельных зональных цирконов (541,2 и 542,7 млн лет) из тромбонской толщи (образцы из коллекции В. И. Шпикермана 1990 г., проанализированы в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»), он близок к рубежу венда и кембрия. В последующие неоднократные этапы тектонической активизации, соответственно, происходило и подновление минерального состава. Для пробы серицит-хлоритовых сланцев тромбонской толщи, отобранной по руч. Тромбон, известны определения абсолютного возраста K-Ar методом (430 (венлок) и 405 млн лет (эмс)), выполненные в лаборатории ЗабСибГУ (Новокузнецк) [Хандожко и др., 1981ф]. Ar-Ar датирование по мусковиту образца из тромбонской толщи (коллекция В. И. Шпикермана, устное сообщение А. К. Худолея) показало возраст 330 ± 14 млн лет (рубеж серпухова–визе).

Зеленосланцевые изменения в куранахской толще (кембрий) проявились в образовании собственно мраморов, слагающих основную часть толщи. По слоистости пород ориентированы тонкие включения зеленоватой и серо-зеленой слюдки, хлорита [Сурмилова и др., 1974ф; Данилов и др., 1991ф, 1993ф], местами уровень перекристаллизации пород позволяет диагностировать кварц-слюдисто-(серицит ?)-хлоритовый мрамор фации зеленых сланцев [Рыка и др., 1989], отвечающей биотит-хлоритовой субфации высоких температур [Добрецов и др., 1972].

Возраст этого метаморфизма может быть оценен в узком интервале позднего кембрия – начала ордовика (тремадок). Хлоритовые сланцы и филлиты [Булгакова, 1986], образующие прослои в конгломератах вышележащей журской свиты (фло–дапин) не затронуты зеленокаменными изменениями и скорее отвечают уже стадии диагенеза или же, менее вероятно, связаны с другим этапом регионального метаморфизма – позднеюрским. Галька и мелкие валуны метаморфизованных в зеленосланцевой фации мраморов куранахской толщи известны только в кластической части журских конгломератов.

Расположение выходов всех трех толщ в зонах долгоживущих разломов Улахан (тромбонская и ивашкинская толщи) и Дарпир (куранахская толща) позволяет говорить о существенной роли давления по сравнению с температурным фактором. Именно на динамометаморфический характер преобразований, на наш взгляд, указывают следы катаклаза и развальцевания, проявленные в частности в эпидот-альбит-амфиболовых и эпидот-амфиболовых сланцах тромбонской толщи [Хандожко и др., 1981ф].

Зеленосланцевая фация другого этапа регионального метаморфизма в мезозойских отложениях к западу от Колымского батолитового пояса в бассейне р. Нера рядом исследователей подразделяется на две субфации: кварц-

альбит-серицит-хлоритовую и кварц-альбит-серицит-хлорит-биотитовую по появлению в породах соответствующих индекс-минералов (биотит и хлорит), диагностируемых большей частью только микроскопически [Зарубин и др., 2004ф]. Другие авторы чуть восточнее, в районе рудопроявлений Тунгусское и Красивое, в соответствии со схемой Н. Л. Добрецова и соавторов [Добрецов и др., 1972], выделяют в этой части площади эпидот-мусковит-хлоритовую и биотит-хлоритовую субфации той же зеленосланцевой фации [Гусев и др., 2014ф]. Близость интрузивных батолитов с их обширными экзоконтактовыми ореолами ороговикования сильно затрудняет диагностику этих образований. Они практически не изучены. Вероятно, обе фации, выделенные в бассейне р. Нера, отвечают различным минеральным типам одной высокотемпературной субфации – биотит-хлоритовой.

Возраст этого этапа метаморфизма лишь в первом приближении может быть оценен как позднеюрский, а побуждающими причинами, видимо, стали глубинный тепловой поток и давление при коллизионной складчатости, которой подвержены все толщи, включая верхнеюрские. Типоморфные и главные минералы метаморфизованных пород – хлорит, мусковит, биотит – представлены чешуйками, которые ориентированы согласно сланцеватости вмещающих пород, что указывает на связь зеленосланцевого метаморфизма в этой части площади с эпохой складкообразования. Микроскопическое изучение пород в пределах нескольких золоторудных проявлений, выполненное петрографами ЦНИГРИ в ходе собственных поисково-ревизионных и договорных работ, показывает, что структуры, связанные со стрессовыми нагрузками при динамометаморфизме (структуры пластической деформации), в шлифах проявлены широко, а структуры, связанные с медленной перекристаллизацией под давлением, проявлены слабо [Донварь и др., 2012ф; Гусев и др., 2014ф].

Характерно, что во всех толщах (включая рифей и кембрий), подверженных зеленосланцевым изменениям разных этапов, не установлены признаки наиболее низкотемпературной пумпеллиит-стильпномелановой субфации.

Динамо-(дислокационно)-метаморфические породы

В этом классе рассмотрены проявленные в северной части территории на Алазейском плоскогорье глаукофансланцевая, зеленосланцевая и цеолитовая фации метаморфизма [Лычагин и др., 1977]. В единичных наблюдениях установлены слабо выраженные признаки эклогитовой (гранатсодержащие апоэклогитовые породы с глаукофаном и барруазитовые амфиболиты) и эпидот-амфиболитовой фаций [Тектоника … , 1981]. На остальной части территории к этому классу пород относятся локально проявленные тектонические брекчии, катаклазиты, милониты, сланцы, филлиты, какириты, гнейсы.

Наиболее ярко процессы динамометаморфизма проявились на Алазейском плоскогорье. Если глаукофансланцевая фация здесь известна преимущественно в метабазитах (метабазальтах?) неясного геологического положения, встречающихся, как правило, в поле развития только кенкельдинской свиты (верхний девон – нижний карбон), то фация зеленых сланцев установлена как в осадочных образованиях всего интервала верхнего девона – низов

среднего карбона (кенкельдинская, хоппытская и отчегыйкудерайская свиты), так и по позднепалеозойским плагиогранитам. Не затронуты этими преобразованиями осадочные толщи пологской свиты (верхи башкирского яруса – гжель). При этом все три фации структурно тяготеют к зоне Кенкельдинского (Алазейского [Кац и др., 1975ф]) разлома северо-восточного–юго-западного простирания [Государственная … , 1981], протягивающегося немногим более чем на 100 км в пределах территории листа от левого водораздела р. Кыллах напротив устья р. Кенкельды до правобережья р. Камчатка. В этой же зоне локализованы гранат- и барруазитсодержащие породы. Локальная зона повышенного метаморфизма (не более 20 км протяженностью [Кац и др., 1975ф]) известна в верхнем течении безымянного правого притока р. Алазея, но и она приурочена тоже к разлому близкого северо-восточного–юго-западного простирания, который в направлении к юго-западу смыкается с Кенкельдинским разломом, являясь скорее всего его оперяющим верхним сколом. В полосе влияния этого же скола есть и отдельные выходы глаукофансланцевых пород кенкельдинской свите – на р. Хаппыт-Юрях.

Эклогитовая(?) фация метаморфизма на Алазейском плоскогорье изучена слабо: ее единичные признаки установлены в виде гранатсодержащих (с глаукофаном) пород и барруазитовых амфиболитов.

Гранатсодержащие породы с глаукофаном, развитые по метабазитам, установлены в изолированном тектоническом блоке в левом притоке р. Сылгы-Юрях. Гранат имеет альмандин-гроссуляровый состав. Постоянно присутствует рутил. Омфацит в исследованных образцах не установлен, даже в реликтовых зернах, что не позволяет с полной уверенностью диагностировать именно эклогитовую фацию метаморфизма, в связи с чем авторы назвали породы апоэклогитовыми. Тем не менее, скорее всего именно эти породы отражают самый ранний этап метаморфизма, глаукофан же при этом только наложен в результате более поздней стадии метаморфизма [Тектоника … , 1981].

Еще одно проявление эклогитовой(?) фации ранних этапов метаморфизма устанавливается по наличию барруазита в метабазитах района верхнего течения руч. Гранитный (правая образующая р. Кенкельды). Там не найден глаукофан, а минеральная ассоциация включает вместе с барруазитом эпидот, хлорит, актинолит и альбит [Тектоника … , 1981].

Эпидот-амфиболитовая фация диагностируется весьма условно – по появлению минеральных ассоциаций с эпидотом в тех же породах эклогитовой(?) фации: барруазитовых амфиболитах верховий р. Кенкельды и гранатсодержащих апоэклогитов р. Сылгы-Юрях. В связи с ограниченностью проявлений фация практически не изучена, тем не менее, авторы предполагают, что протекали данные преобразования в условиях субфации повышенного давления (около 7 кБар – расчет по диаграмме содержания кросситового компонента в амфиболе) [Тектоника … , 1981], что отличает их от типичных фаций умеренного давления регионального метаморфизма, к которым они традиционно относятся [Добрецов и др., 1972].

Эклогитовая и эпидот-амфиболитовая фации изучены на Алазейском плоскогорье слабо и выделение их в высокой степени условно – не исключено, что они тоже проявлены только в кластическом материале (олистостро-

ме?) кенкельдинской свиты. Традиционно эти фации относятся к динамо-(термально)-региональному классу метаморфизма [Геологический … , 2012]. Возможно, они таковыми являются и здесь, но установленные выходы этих пород в узкой зоне одного и того же разлома с последующими уверенно определяемыми динамометаморфическими преобразованиями, более отвечают целостному ряду и позволяют, на наш взгляд, их условно рассматривать в одном классе.

Глаукофансланцевая фация метаморфизма в тесной ассоциации с гипербазитами впервые на Алазейском плоскогорье была идентифицирована Н. А. Шило и соавторами (В. М. Мерзляков, М. И. Терехов и С. М. Тильман) [Шило и др., 1973, 1973а]. При этом отмечалось, что собственно глаукофановые сланцы здесь были выделены в 1971 г. В. М. Мерзляковым и М. И. Тереховым. В дальнейшем глаукофановый метаморфизм на Алазейском плоскогорье детально рассматривался в работах П. П. Лычагина и соавторов [Лычагин и др., 1975, 1977 и др.], Г. А. Гринберга и соавторов [Гринберг и др., 1977; Тектоника … , 1981]. В. М. Мерзляков с соавторами, а годом позже и В. Б. Спектор при характеристике глаукофансланцевого метаморфизма на Алазейском плоскогорье использовали понятие «алазейский метаморфический комплекс», рассматривая глаукофансодержащие породы не в составе кластического материала кенкельдинской свиты, а как самостоятельные рифей-нижнепалеозойские [Мерзляков и др., 1980] или ранне-среднепротерозойские [Геология … , 1981] образования. Геолого-структурное положение проявлений глаукофановой фации с элементами картографического отображения (зоны повышенного метаморфизма, зоны динамо-метаморфизованных пород с глаукофансодержащими сланцами) изложено в отчетах по ГСР-200 [Кац и др., 1975ф, 1980ф] и в материалах, изданных позднее листов Госгеолкарты-200/1 [Государственная … , 1980, 1981, 1987, 1989]. Наиболее детально проявления этой фации описаны на двух относительно хорошо обнаженных участках – в устье р. Кенкельды и на правобережье р. Бадяриха, удаленных друг от друга на расстояние около 100 км [Кац и др., 1975ф; Гуляев, 1975; Лычагин и др., 1975, 1977; Тектоника … , 1981]. Остальные выходы глаукофансодержащих пород (верховье р. Кенкельды, средние течения рек Хаппыт-Юрях и Сылгы-Юрях, руч. Собзар) изучены значительно хуже из-за условий обнаженности.

Породы, содержащие глаукофан в значительном количестве, представлены собственно глаукофановыми сланцами*, которые при микроскопическом изучении диагностируются как альбит-глаукофан-пумпеллиит-эпидот-хлори-

* Выделение глаукофановых сланцев на Алазейском плоскогорье остается проблемным вопросом. Петрографически чаще устанавливаются глаукофансодержащие сланцы. Эта точка зрения нашла свое отражение и на изданных позднее среднемасштабных геологических картах [Государственная … , 1980б, 1987], где сланцы названы именно глаукофансодержащими. Классические глаукофановые сланцы, образованные по породам основного состава, должны содержать не менее 20 % глаукофана [Петрографический … , 2009]. Данные по количественному минеральному составу сланцев на Алазейском плоскогорье в литературе не отмечаются: как правило, приводятся только минеральные парагенезисы без указания процентных соотношений минералов. Глаукофановые сланцы диагностировались везде только по присутствию собственно глаукофана.

товые сланцы [Кац и др., 1975ф]. Это зеленовато-серые породы сланцеватой текстуры. Структура порфиробластовая. Порфиробласты (0,2–1 мм) представлены агрегатами зерен эпидота, волнисто гаснущего пумпеллиита и альбита, проросшего тонкоигольчатыми кристаллами глаукофана. Структура основной массы – нематолепидобластовая, сложена удлиненно-призматическими зернами глаукофана, чешуйками хлорита и микрозернистого кремнисто-серицитового агрегата.

Кроме непосредственно глаукофановых сланцев, глаукофан установлен в метабазальтах и метаграувакках.

Глаукофансодержащие метабазальты характеризуются замещением основной массы агрегатом пумпеллиита, глаукофана, хлор-меланита, лавсонита, альбита, хлорита, эпидота и карбоната при сохранении вкрапленников моноклинного пироксена. Замещение первичных минералов новообразованными происходило без существенной перекристаллизации пород, поэтому они сохранили тонкозернистое строение (размер метаморфических минералов не превышает 0,01 мм). Иногда по трещинкам или в пределах изометричных участков отмечается более крупнозернистый агрегат кроссита и кварца, или карбоната, лавсонита и кварца [Лычагин и др., 1977ф].

Среди прочих метаморфогенных минералов в составе глаукофановых сланцев и глаукофансодержащих метабазальтов отмечены: винчит [Лычагин и др., 1975, 1977; Тектоника … , 1981], довольно часто диагностирован рибекит (в ассоциации с актинолитом – актинолит-рибекитовые сланцы на правобережье р. Бадяриха [Тектоника … , 1981]), редко – его натрийсодержащая разновидность – бабабуданит [Кац и др., 1975ф].

Сильно катаклазированные глаукофансодержащие метаграувакки содержат линзовидные и прожилковидные обособления мощностью до 3–5 см, в пределах которых раздробленная масса грязно-бурого цвета переполнена кристаллами (или их обломками) глаукофанового амфибола и, изредка – лавсонита [Лычагин и др., 1977ф]. Большинство исследователей считает, что глаукофансодержащие породы в составе метаграувакк имеют аллохтонное происхождение (обломки из олистостромы кенкельдинской свиты) и образованы все по тем же метабазальтам.

При ГСР-200 [Кац и др., 1980ф] понятие глаукофановой фации фактически было сужено до пумпеллиит-эпидот-лавсонит-глаукофановой субфации. В принимаемой нами схеме Н. Л. Добрецова и соавторов глаукофановые сланцы на Алазейском плоскогорье могут быть отнесены к пумпеллиит-лавсонит-глаукофановой и эпидот-лавсонит-глаукофановой субфациям [Добрецов и др., 1974] глаукофановой фации. На правобережье Бадярихи расчетное содержание жадеита в хлор-меланите из метабазальтов составляет 18 % [Лычагин и др., 1975], что позволяет говорить еще об одной субфации – кварц-жадеит-глаукофановой [Добрецов и др., 1974], с тем отличием, что в метаморфитах правобережья Бадярихи кварц или отсутствует вообще, или же содержится в чрезвычайно малых количествах в сравнении с глаукофановыми породами Кыллах-Седедемского междуречья. Это позволило авторам назвать субфацию жадеит-глаукофановой [Лычагин и др., 1975]. Диагностированные в породах в обнажениях устья р. Кенкельды минеральные парагенезы с кросситом (в отдельных образцах и с винчитом), на наш взгляд,

предполагают и существование низкобарических субфаций, в частности – кроссит-актинолитовой (-винчитовой), промежуточной с фацией зеленых сланцев [Добрецов и др., 1974].

Вся глаукофановая фация в целом по схеме Н. Л. Добрецова и соавторов [Добрецов и др., 1970], входит в группу «С» фаций высокого давления (более 8 кБар), локализующихся в зонах глубинных разломов и образующихся при процессах динамометаморфизма в условиях высокого давления и относительно низких температур [Геологический … , 2010]. Ряд исследователей считает на Алазейском плоскогорье эту фацию первичной, по которой впоследствии проявились процессы регрессивного динамометаморфизма – диафтореза в виде зеленосланцевой и цеолитовой фаций [Лычагин и др., 1977 и др.]. Другие же глаукофановый метаморфизм связывают с началом диафтореза, признавая первичной практически не сохранившуюся эклогитовую фацию [Тектоника … , 1981; Шевченко и др., 2001], которая в схеме Н. Л. Добрецова и соавторов рассматривается в той же группе «С» фаций высокого давления [Добрецов и др., 1970, 1974]. Из единого ряда фаций высоких давлений здесь несколько «выбивается» эпидот-амфиболитовая фация, традиционно рассматриваемая всеми в группе фаций умеренного давления (группа «В») [Добрецов и др., 1972], но и для нее в нашем случае отмечалась более конкретно субфация повышенного давления (около изобары 7 кБар) [Тектоника … , 1981].

Возраст глаукофансланцевого метаморфизма первоначально весьма приблизительно оценивался как допозднетриасовый – породы, тесно ассоциирующие с глаукофановыми сланцами, были известны в гальке конгломератов нория (кудерайская толща) [Шило и др., 1973]. По мнению П. П. Лычагина и соавторов, глаукофансланцевый магматизм проявился даже раньше – до внедрения позднепалеозойских тоналит-плагиогранитных интрузий, уже не затронутых глаукофансланцевыми изменениями и имеющих с ними интрузивные контакты: на обнажении в устье руч. Собзар описан секущий, несогласный по отношению к сланцеватости контакт тоналитов с глаукофановыми сланцами, превращенными в актинолит- и эпидот-кварцевые породы [Лычагин и др., 1975, 1977].

Наиболее древние стратифицированные отложения, не затронутые процессами глаукофансланцевого метаморфизма, уверенно охарактеризованы фаунистически и отвечают турне–визе (хоппытская свита, верхний турне–нижний визе, гл. «Стратиграфия»). Верхняя возможная граница глаукофансланцевых преобразований, таким образом, может быть определена не позднее середины турне. Определение нижнего возможного возрастного предела глаукофановых преобразований крайне проблематично. Соглашаясь, во-первых, с тем, что глаукофанизация проявлена только в породах кластической части кенкельдинской свиты, каковыми являются и метабазальты и метаграувакки, а, во-вторых, с фамен-турнейским возрастом самой свиты, который тоже определен весьма условно – нижняя возможная возрастная граница глаукофанового метаморфизма может считаться как минимум дофаменской. K-Ar датирование метабазальтов с глаукофаном по нескольким образцам показывало значения от 1495 ± 41 (ранний рифей) до 696 ± 19 млн лет (поздний рифей). Rb-Sr изохроны отражали еще более древние уровни – 2146 ± 138 (окончание раннего карелия) [Тектоника … , 1981], 2081 ± 11 (начало позднего

карелия) и 1860 ± 27 млн лет (середина позднего карелия) [Ненашев и др., 1983]. Соглашаясь с этими определениями, допустимо предполагать, что глаукофансланцевый метаморфизм мог протекать и в докембрии, но надежность этих цифр другими исследователями позднее вполне обоснованно критиковалась [Лычагин и др., 1989]. Вопрос о возрасте глаукофансланцевого метаморфизма требует дальнейшего изучения.

Зеленосланцевая фация метаморфизма на Алазейском плоскогорье проявлена практически по всем отложениям кенкельдинской, хоппытской, отчегыйкудерайской свит, а также по плагиогранитам позднего палеозоя, причем, достоверные наблюдения зеленосланцевых изменений по всем этим образованиям опять же локализованы только вдоль зоны влияния Кенкельдинского разлома.

Основные разности зеленосланцевых пород в составе кенкельдинской свиты (фамен – нижний турне) – хлорит-кварцевые и эпидот-хлорит-альбит-кварцевые сланцы с разными отличиями по составу преобладающих минералов.

Хлорит-кварцевые сланцы – породы существенно кварцевого состава, сланцеватой текстуры с порфиробластовой структурой. Вкрапленники представлены субпараллельно вытянутыми, веретенообразными зернами кварца и микрокварцита. Структура основной массы – лепидогранобластовая состоит из зерен кварца и чешуек хлорита. Часто в породах прослеживаются линзовидные обособления, сложенные или кварцем, или хлоритом и, соответственно, структура их меняется от гранобластовой до лепидобластовой. Иногда в породе содержатся единичные зерна актинолита и агрегат пренита, последний развит также по микротрещинам [Кац и др., 1975ф].

Эпидот-хлорит-альбит-кварцевые сланцы – серая, голубовато- и зеленовато-серая порода сланцеватой текстуры. Структура порфирогранобластовая. Вкрапленники представлены удлиненными таблитчатыми зернами альбита и эпидота. Основная масса – гранолепидобластовая и лепидогранобластовая, состоит из кварца, альбита, хлорита, серицита с примесью эпидота и рудной пыли. Другие разновидности сланцев содержат во вкрапленниках альбит и кварц, а основная масса состоит из зерен альбита, кварца, эпидота, хлорита и рудного минерала [Кац и др., 1975ф].

Близкие сланцы и минеральные новообразования ряда эпидот + хлорит + альбит проявлены и по породам хоппытской свиты (верхний турне – нижний визе) [Кац и др., 1980ф].

Среди новообразованных минералов, развитых по породам отчегыйкудерайской свиты (верхний визе – башкирский ярус) наиболее часто встречаются хлорит, эпидот, пренит, реже альбит, ассоциация которых также характерна для зеленосланцевого метаморфизма [Кац и др., 1980ф].

Зеленосланцевые преобразования развиваются и по позднепалеозойским плагиогранитоидам (хоппытюряхский (среднекыллахский) плагиогранитовый гипабиссальный комплекс малых интрузий), где они приурочены либо к участкам повышенной трещиноватости, либо к крутопадающим зонам катаклаза и милонитизации. Здесь плагиогранитоиды превращены в темно-грязно-зеленые хлорит-эпидот-кварцевые породы, пронизанные многочисленными прожилками пренита, цеолита, пумпеллиита и монтмориллонита,

которые возникли, по-видимому, в результате еще более позднего метаморфизма цеолитовой фации. К зеленосланцевому типу преобразований, возможно, также следует относить и широко проявленное окварцевание тех же милонитизированных гранитоидов [Лычагин и др., 1977].

В наиболее поздней своей работе П. П. Лычагин с соавторами [Лычагин и др., 1989] стал выделять *пренит-пумпеллиитовую фацию* метаморфизма, проявленную в породах среднепалеозойской толщи (кенкельдинская свита, фамен–нижний турне). Эта фация, выделенная Д. С. Кумбсом (D. S. Coombs, 1960), в принимаемой нами схеме Н. С. Добрецова [Добрецов и др., 1972] представлена как самая низкотемпературная пумпеллиит-стильпномелановая субфация зеленых сланцев и считается переходной к цеолитовой фации. Как самостоятельная фация она также характеризует слабо проявленный но все же именно динамометаморфизм с температурным режимом не более 300 °С [Геологический … , 2011]. Зеленосланцевая фациальная группа в целом тоже, хотя и относится традиционно к фациям группы «В» умеренного давления регионального метаморфизма [Добрецов и др., 1970, 1972], но отдельными исследователями (Zwart H. J. et al., 1967) рассматривается в классе именно динамометаморфических пород [Геологический … , 2010].

Возраст зеленосланцевого метаморфизма укладывается или в интервал от конца турне до середины башкирия, или же для него может быть принят более широкий диапазон – с начала кембрия до середины башкирия. Зеленосланцевые преобразования накладываются на глаукофановую фацию, верхний возможный возрастной предел которой мы условно принимаем или на уровне середины турне, или же более уверенно соглашаемся с докембрийским возрастом глаукофансланцевого метаморфизма. Во втором варианте логично и возможный нижний предел зеленосланцевых изменений опустить как минимум до начала кембрия. В пологской свите (верхи башкирия – гжель) и пермских отложениях следы зеленосланцевых преобразований уже не установлены. Породы с признаками зеленосланцевых изменений появляются только в гальке норийских конгломератов (кудерайская толща), что позволяло ранее считать возможный верхний предел зеленосланцевого метаморфизма донорийским [Лычагин и др., 1975]. Отсутствие зеленосланцевых изменений уже именно в фаунистически хорошо охарактеризованной пологской свите позволяет эту границу опустить до середины башкирия. На наш взгляд, наиболее вероятное время зеленосланцевого метаморфизма: серпухов – первая половина башкирия. Этот интервал во времени близок к завершению этапа внедрения гипабиссальных плагиогранитоидов хоппытюряхского (среднекыллахского) комплекса (серпухов – начало башкирия?).

Цеолитовая фация метаморфизма на Алазейском плоскогорье выделена П. П. Лычагиным и соавторами [Лычагин и др., 1977]. Эта фация, понимаемая нами здесь как наиболее низкая фация последовательного регрессивного динамометаморфизма [Геологический … , 2012], затронула здесь все породы до нория включительно. Данный тип изменений, сопровождавшийся интенсивным катаклазом в приповерхностных условиях, проявился главным образом в полях распространения кенкельдинской, хоппытской и отчегыйкудерайской свит, а также, как было уже отмечено выше, – в позднепалеозойских плагиогранитах. Породы на значительных площадях превращены в *катакла-*

зиты, пронизанные многочисленными прожилками пренита, карбоната, пумпеллиита, цеолитов и монтмориллонита, отчетливо наложенными на более древние метаморфические продукты [Лычагин и др., 1977]. Структурно эти преобразования опять же тяготеют к зоне Кенкельдинского разлома и его оперяющих сколов, что, на наш взгляд, позволяет отнести продукты этой фации именно к процессам динамометаморфизма [Геологический … ,. 2012], а не диагенеза [Петрографический … , 2009].

Возраст цеолитовой фации может быть условно определен в интервале от начала нория до начала рэта. Активизация Кенкельдинского разлома на этом возрастном интервале, на наш взгляд, косвенно подтверждается довольно частыми прямыми K-Ar датировками позднепалеозойских тоналитов и плагиогранитов из интрузивных тел в его зоне (пять определений в интервале от 207 ± 3 до 225 ± 9 млн лет [Зайцев и др., 1982]). При широком разбросе других единичных K-Ar дат (241 [Тектоника … , 1981], 257 ± 4, 300 ± 2 и 542 ± 19 млн лет [Зайцев и др., 1982]), достоверность которых менее надежна, устойчивая группа норийских датировок в позднепалеозойских гранитоидах отражает, на наш взгляд, именно этап активизации геологических процессов, обусловивших и цеолитовую фацию метаморфизма.

Суммируя все вышесказанное, в метаморфических образованиях Алазейского плоскогорья, проявившихся в зоне влияния Кенкельдинского разлома и его оперяющих сколов, можно выделить следующий последовательный ряд фаций и субфаций динамометаморфических преобразований:

1. Эклогитовая фация.
2. Эпидот-амфиболитовая фация

– субфация повышенного давления (около 7 кБар).

3. Фация глаукофановых сланцев, в том числе:

– жадеит-глаукофановая (кварц-жадеит-глаукофановая) субфация;

– эпидот-лавсонит-глаукофановая субфация;

– пумпеллиит-лавсонит-глаукофановая субфация;

– кроссит-актинолитовая (-винчитовая) субфация (переходная к зеленосланцевой фации).

4. Зеленосланцевая фация

– пумпеллиит-стильпномелановая субфация (переходная к цеолитовой фации).

5. Цеолитовая фация.

Только для минеральных пар первой фации расчетным методом по диаграмме фазового соответствия были установлены температуры 390 °С (гранат-фенгит) и 420 °С (амфибол-гранат) [Тектоника … , 1981]. Отличительной чертой фаций 3–5 этого ряда в нашем случае является низкотемпературный характер преобразований [Лычагин и др., 1977], вероятно, не более 260–300 °С. Нижние температурные пределы глаукофансланцевой и зеленосланцевой фаций этому не противоречат – они, соответственно, определены в 260–300 и 250–350 °С. Для цеолитовой фации это значение и вовсе определяется в 100 °С [Добрецов и др., 1970, 1972, 1974]. Отдельные исследователи нижнюю температурную границу глаукофансланцевой фации опускают и до 150 °С [Добрецов и др., 1974].

Как уже отмечалось, возможно, первые две фации нужно рассматривать в классе динамо-(термально)-регионально-метаморфических пород. Для всех остальных фаций решающим побуждающим [Петрографический … , 2009] фактором преобразований, на наш взгляд, является не температурный режим (глубинный тепловой поток?), а направленное стрессовое давление (сжатие?), возникающее в узкой тектонической зоне при активизации фактически одного разлома – Кенкельдинского, причем рост давлений происходил с северо-востока на юго-запад – от устья р. Кенкельды к р. Бадяриха. Именно на правобережье рек Камчатка и Бадяриха установлена наиболее высокобарическая (более 8 кБар) жадеит-глаукофановая субфация глаукофансланцевой фации, в то время как в приустьевой части р. Кенкельды достоверно известны только низкобарические (6–8 кБар) минеральные парагенезы с кросситом. Температурный фактор в зоне дислокаций при этом не исключается, но обусловлен он, на наш взгляд, не глубинным тепловым потоком, а трением при сжатии скользящих масс. Зоны милонитизации и катаклаза, рассланцевания и развальцевания как пород, так и жильных образований на участках метаморфизма в пределах Алазейского плоскогорья отмечаются практически всеми исследователями.

Отчетливый структурный контроль метаморфических преобразований разломами, скорее всего, предполагает их динамометаморфический характер.

Другие динамометаморфические породы, известные на остальной площади, проявлены локально в зонах крупных разрывных нарушений.

Катаклазиты, милониты, тектонические брекчии, реже *какириты* в связи с тектоническими нарушениями отмечаются на юго-западе площади, но конкретные участки при этом, как правило, не приводятся [Зарубин и др., 2004ф]. Динамометаморфизм в зонах подобных нарушений приводит к рассланцеванию осадочных пород триаса и юры, по которым образуются филлиты и разнообразные сланцы (кварц-хлорит-эпидотовые, кремнистые хлорит-серицитовые), отвечающие фации зеленых сланцев [Клочков и др., 1979ф]. От развитых рядом регионально-метаморфизованных пород этой же фации они отличаются только структурным контролем вдоль узких зон разломов. В связи с процессами динамометаморфизма в осевой зоне Дарпирского разлома отдельными исследователями диагностировались *гнейсы* (эпидот-амфиболитовая фация?), образованные по гранитоидам Гарбыньинского массива [Клочков и др., 1979ф]. Породы обладают очковой и полосчатой текстурой, плагиоклаз-калишпатовые, по составу второстепенных минералов – биотит-мусковитовые, могут быть определены как милонитовые гнейсы [Геологический … , 2010].

Контактово-(термально)-метаморфические породы

Класс контактово-метаморфических пород представлен роговиками, развитыми в терригенных и вулканогенно-терригенных породах преимущественно мезозойского возраста (триас, юра, отчасти – мел) и мраморами с офикальцитами, которые образованы в зонах экзоконтакта тех же гранитоидных интрузий, но по карбонатным породам, преимущественно девонского

возраста. К. Н. Рудич узкие зоны роговиков отмечал в верхнеюрских отложениях у контактов Буордахского субвулканического массива [Рудич, 1966].

В этом же классе мы рассматриваем горелые породы в меловых угленосных отложениях.

Ширина зон контактового метаморфизма для роговиков определяется, как правило, параметрами интрузивов и углами наклона контактовых плоскостей, варьируя от 0,5–1 до 5–12 км. При этом собственно роговики развиты не более чем в 2–5 км от интрузивов (зоны контактов Право- и Левоэрикитского массивов [Данилогорский и др., 1967ф]), далее они переходят в ороговикованные породы. В приближении к представлениям В. В. Ревердатто [Ревердатто, 1972] по составу и условиям образования среди роговиков, диагностированных на территории листа в ходе ранее проведенных геологосъемочных работ могут быть выделены породы амфибол-роговиковой фации (кордиеритовые, кордиерит-хлоритовые, кордиерит-биотитовые, биотитовые и амфибол-биотитовые роговики) и породы мусковит-роговиковой фации (мусковитовые, мусковит- и мусковит-биотит-кварцевые, слюдисто-кварц-турмалиновые, слюдистые роговики). Некоторые различия внутри отдельных групп обусловлены присутствием разного количества специфических минералов – турмалина, тремолита, эпидота, роговой обманки, пироксена. При возрастании роли последних в первой группе появляются различные виды роговообманковых и пироксен-роговообманковых роговиков. В ряде работ отмечаются андалузитовые роговики. Большая часть всех роговиков и ороговикованных пород в разной степени сульфидизирована. Ороговикованию в зонах экзоконтактов интрузий подвержены самые разные по возрасту породы, верхний возрастной предел которых ограничен ранним мелом*.

Кордиеритовые, хлорит-, серицит- и биотит-кордиеритовые роговики наиболее близки к интрузивам в пространственном отношении, они содержат порфиробласты кордиерита в количестве до 5-10 % от объема породы [Данилогорский и др., 1967ф]. Псевдоморфозы серицита по кордиериту в свою очередь достигают 20–40 % [Клочков и др., 1979ф].

Биотитовые и амфибол-биотитовые роговики занимают более удаленные от массивов зоны, могут содержать биотит в количестве до 30–40 % [Клочков и др., 1979ф] и 60 % [Аргунов и др., 1959ф; Данилогорский и др., 1967ф].

Тремолит-эпидот- и пироксен-роговообманковые роговики отмечены на периферии зоны биотитовых роговиков, с которыми они связаны переходными биотит- и эпидот-тремолитовыми разностями [Данилогорский и др.,

*Ссылаясь на ороговикование крупными гранитоидными интрузивами (в том числе колымского комплекса) раннемеловых пород, автор данного раздела имеет в виду участок территории к северо-востоку от Дапирского гранитного массива, неподалеку от которого присутствуют отложения дарпирской толщи берриасского возраста. Однако достоверно задокументированных данных об ороговиковании отложений дарпирской толщи Дапирским массивом нет. Более того, имеются указания К. И. Нея [1943ф] о присутствии в дарпирской свите горизонта конгломератов с галькой гранитоидов, сходных с гранитами Дапирского массива. Относительно высокая степень метаморфизма углей в дарпирской свите связана, скорее всего, с тем, что угленосная толща находится в зоне влияния крупного Дарпирского надвига. Дарпирский массив до настоящего времени не датирован современными U-Pb и Ar-Ar методами. (*Прим. ред.*).

1967ф; Кравцов и др., 1966ф]. Содержание тремолита в породах может достигать 30–35 % [Аргунов и др., 1959ф].

Везувиан-эпидотовые роговики [Кравцов и др., 1966ф] состоят из порфиробластов везувиана, шестоватых кристаллов эпидота и клиноцоизита, зерен пироксена, погруженных в кварцевый мезастазис. При возрастании роли пироксена появляются *эпидот-пироксеновые* разности роговиков [Аргунов и др., 1959ф].

В мусковитовых и *карбонат-мусковитовых с турмалином роговиках* ведущая роль принадлежит мусковиту, содержание которого может достигать одной трети породы [Михайлов и др., 1963ф]. *Турмалинизированные роговики* диагностируются по появлению тонких иголочек черного турмалина [Аргунов и др., 1959ф]. При возрастании роли турмалина до 25–35 % идентифицируются *слюдисто-кварц-турмалиновые роговики* [Клочков и др., 1979ф].

Контактовые мраморы и *мраморизованные известняки* известны в зонах экзонтакта на северном фланге Правоэрикитского массива, где образованы по известнякам геремганджинской свиты (эмс). Породы сложены перекристаллизованным кальцитом с новообразованными зернами эпидота и иголочками тремолита [Данилогорский и др., 1967ф]. Пятнистые и белые контактовые мраморы известны в зоне юго-восточного экзоконтакта Гырбыньинского интрузива на левобережье р. Энги, в 4 км от устья (проявление Энги) [Клочков и др., 1979ф], где они образованы скорее всего по биогермным известнякам омукской свиты (верхний ордовик).

Офикальциты описаны в верхнем течении руч. Прав. Интах – в зоне экзоконтакта на северо-западном фланге Правоэрикитского массива, где они, как и мраморы, образованы по доломитистым известнякам геремганджинской свиты (эмс). Породы содержат оливин, в разной степени серпентинизированный: в виде отдельных зерен (0,1–1,5 мм) и прожилков (до 10–15 % от объема породы). Нередко серпентин полностью замещает оливин, образуя самостоятельные сферолиты до 1 мм в диаметре [Данилогорский и др., 1967ф].

В связи с ультраосновными образованиями офиолитовой(?) ассоциации (калгынские ультрамафиты) офикальциты без петрографического описания упоминаются на правобережье руч. Сиен (правый приток р. Гырбыня (Барыллыалах) [Петров и др., 1995ф]).

Горелые породы широко распространены в отложениях буоркемюсской свиты (альб) в бассейне р. Зырянка [Попов, 1961]. Их образование связано с воздействием на глинистые породы и песчаники тепла подземных пожаров по угольным пластам. Температура плавления образовавшихся огнеупорных аргиллитов достигает 162 °С [Государственная … , 1986] (по другим данным – 164 °С на руч. Эрозионный [Верхнеколымский … , 2002]), в отдельных случаях масштабы их распространения отвечают непромышленным месторождениям [Государственная … , 1986; Туганов и др., 1943ф]. Песчанистые разности отложений преобразованы в ярко окрашенные (оранжевые, кирпично-красные, светло-желтые) брекчированные и спекшиеся породы [Филиппов и др., 1976ф].

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Контактово-метасоматические породы

Скарны установлены в северной части Правоэрикитского массива [Геологическая … , 1979; Государственная … , 1977], в узком блоке между Левохараулахским массивом и Джарским штоком [Государственная … , 1981], на южном фланге Рассошинского (Гранитного) массива [Сурмилова и др., 1979ф], в экзоконтакте Левосереченского штока [Мерзляков и др., 1987ф]. Локально проявленные скарновые залежи установлены на юге площади в зоне экзоконтакта невскрытых на поверхности интрузий кварцевых диоритов [Шабанов и др., 1992ф]. В процессе полевых работ по составлению настоящего листа магнетитовые скарны установлены в экзоконтакте Безымянного гранитоидного штока на правобережье р. Рассоха между устьями рек Хаханджа и Серечен.

Практически все скарны относятся к известковому типу, реже (на северном фланге Правоэрикитского батолита) – с преобразованием доломитистых известняков геремганджинской свиты связаны скарны магнезиально-известкового типа. Среди них выделяются эпидот-диопсид-гранатовые и диопсидовые с магнетитовым и оловянно-полиметаллическим оруденением [Геологическая … , 1979]. Там же установлены пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранат-пироксеновые, пироксен-везувиановые, везувиан-пироксеновые, пироксен-пирротиновые, тремолит-эпидотовые скарны [Кравцов и др., 1966ф]. Мощности скарновых залежей достигают первых десятков метров при протяженности до 1 км.

Диопсид-везувиановые скарны между Левохараулахским массивом (гранодиориты) и Джарским штоком (граносиениты) – маломощные и практически не изучены [Государственная … , 1981; Сурмилова и др., 1974ф].

В южном экзоконтакте Рассошинского (Гранитного) массива скарны образуют серию вытянутых маломощных (до 0,5 м) и непротяженных (до 5–6 м) залежей. По составу здесь выделяются эпидотовые, эпидот-диопсидовые и диопсид-магнетитовые скарны [Сурмилова и др., 1979ф]. Образованы они по живетским известнякам (безымянная толща).

По доломитам и доломитизированным известнякам эльгенчакской свиты (дарривиль) в верхнем течении руч. Ленковая (левый приток р. Омулёвка) образованы кальцит-эпидот-гранатовые, актинолит-хлорит-гранатовые, гранат-магнетитовые скарны. Последние более чем на 50 % сложены магнетитом. Три зоны скарнов и метасоматически измененных пород над не вскрытой на поверхности интрузией кварцевых диоритов прослежены буровыми скважинами, канавами и по элювию на расстоянии 100–300 м при ширине от 10 до 100 м [Шабанов и др., 1992ф].

В известняках и их доломитистых разностях верхнего девона (сохская свита) в экзоконтакте Безымянного гранитного штока на правом водоразделе р. Рассоха (8 км ниже устья р. Хаханджа) в 2016 г. О. Н. Карнауховым, А. В. Корниловым и Н. И. Слепцовым впервые установлены рудные тела магнетитовых скарнов, которые дают в дренирующих ручьях протяженные мощные шлиховые потоки магнетита. На северо-западном склоне штока установлено восемь

выходов магнетитовых скарнов, в пределах абс. выс. 731–1050 м. Скарны образуют залежи мощностью 1,5–2 м, фрагментарно обнажаясь на отрезке протяженностью 150–170 м. Параметры рудных тел и содержания магнетита в аллювии ручьев дают основание предполагать, что образованы они в зоне экзоконтакта более крупного интрузива и основная часть штока не вскрыта, а мы имеем дело лишь с его верхней частью. В южной части штока в зоне тектонического контакта установлены высыпки талька и останец выветривания (2 × 2 м, высота – 4 м), также сложенный магнетитом.

Возраст скарнов в основном позднеюрский, соответствующий возрасту большинства гранитоидных массивов в пределах Селеннях-Омулевской и Рассошиской СФО.

Эпидозиты известны в верхнем течении р. Люнкидэ [Данилогорский и др., 1967ф; Кравцов и др., 1966ф] и связаны они, видимо, с метасоматическими преобразованиями вулканитов кюрэтерской свиты (кимеридж) в западном и северо-западном экзоконтактах Буордахского субвулканического массива (буордахский риолитовый комплекс, ранний мел). Это травяно-зеленые и зеленовато-серые породы, состоящие из практически мономинерального эпидота, пронизанного тонкими прожилками кварца, альбита и цеолитов.

Грейзены известны в северо-западной части Левоэрикитского массива [Геологическая … , 1979], на северном фланге Правоэрикитского массива [Кравцов и др., 1966ф], на юго-восточном фланге штока Сфинкс [Недосекин, 1988], на северо-западных флангах Дарпирского [Клочков и др., 1979ф] и Гырбыньинского [Позднемезозойский … , 1971; Каташинская, 1951ф] массивов, локально – на северо-восточном фланге Нельканского массива [Геологическая … , 1971; Государственная … , 2017; Зарубин и др., 2004ф], в приконтактовых частях Арга-Салинского массива [Геологическая … , 1971].

По составу грейзены Дарпирского массива – кварц-мусковитовые, кварц-топазовые, кварц-полевошпатовые мусковит-калишпат-кварцевые, в качестве акцессорных минералов присутствуют топаз, флюорит, турмалин (до 20 %), циркон, рутил, сфен, ильменит, титаномагнетит. С понижением доли мусковита до 15 % и менее выделяются уже только грейзенизированные породы. Здесь же к грейзенам близки многочисленные жильные тела: апатит- и сульфидно-турмалиновые, хлоритовые, турмалин- и биотит-хлоритовые, биотит-полевошпатовые. Максимальное количество сульфидов и турмалина в сульфидно-турмалиновых жилах достигает соответственно 48 и 52 % [Клочков и др., 1979ф].

В Гырбыньинском массиве грейзены образуют линейно вытянутые зоны мощностью до нескольких десятков метров при протяженности до 200–300 м. Акцессорные минералы в них представлены топазом, мусковитом и турмалином [Позднемезозойский … , 1971].

В грейзенизированных гранитах Чугулукского массива содержатся турмалин, мусковит и флюорит [Позднемезозойский … , 1971].

Грейзены в приконтактовых частях Нельканского и Арга-Салинского массивов имеют слюдисто-турмалиново-кварцевый состав, содержат арсенопирит, пирротин, рутил, касситерит, апатит [Геологическая … , 1974; Государственная … , 2017; Зарубин и др., 2004ф].

На северных флангах Право- и Левоэрикитского массивов грейзены тоже слюдисто-турмалиново-кварцевые содержат касситерит, вольфрамит, шеелит, апатит, топаз, арсенопирит, пирротин и рутил. Жилы грейзенов здесь достигают десятков и сотен метров в длину при мощности до 5 м. На водоразделе ручьев Прогресс и Мрачный (левые притоки р. Сюрюге, впадающей слева в р. Буордах) с зоной грейзенизации связана радиоактивная аномалия «Прогресс» (до 182 мкР/ч) [Кравцов и др., 1966ф].

Именно с зонами грейзенизации и грейзенами в гранитах большинства перечисленных массивов связано урановое оруденение, которое в ряде случаев (грейзены Дарпирского и Гырбыньинского батолитов) достигает параметров проявлений и непромышленных месторождений (Сугунская группа) [Хамицаев и др., 1952ф].

Лиственитты описаны в пределах листа только в одном месте – в зоне Дарпирского разлома на правобережье руч. Сиен (правый приток р. Гырбыня (Барыллыалах), где они развиты по ультраосновным породам офиолитовой(?) ассоциации (калгынские ультрамафиты). С этими породами связаны рудная минерализация, относящаяся к формации золотоносных лиственитов [Петров и др., 1995ф], которая, видимо, отвечает известной золоторудной лиственитовой формации, проявленной, как правило, в офиолитовых швах [Российский … , 2003].

Процессы, подобные лиственитизации, отмечались по меловым вулканитам на Алазейском плоскогорье, где с ними связано образование карбонат-кремнистых пород с пиритом, хлоритом, серицитом, реже актинолитом [Кац и др., 1980ф].

Талькиты встречены нами на правобережье руч. Сиен, где они, как и ранее упомянутые лиственитты, связаны с метасоматозом ультраосновных пород офиолитовой(?) ассоциации (калгынские ультрамафиты). Породы более чем на 75 % сложены светлым тальком разных оттенков, реже – благородным бирюзово-голубым тальком, по текстурным признакам они ближе к массивным тальковым стеатитам [Геологический … , 2012; Рыка и др., 1989], нежели к сланцам. По отношению к лиственитам они занимают более удаленные участки от собственно ультраосновных пород, образуя пластообразные линзующиеся залежи мощностью до 10 м и более при протяженности в десятки метров. Породы характеризуются примерно одинаковым содержанием кремнезема (27,46 %) и MgO (27,68 %), но обогащены гидроокислами железа (до 9 %), что существенно снижает их качество (белизну) с позиций полезного ископаемого.

Регионально-метасоматические породы

Хлорит-монтмориллонитовые аргиллизиты широко развиты в меловых вулканитах Алазейского плоскогорья [Алешко и др., 1984ф] – на междуречье Кыллаха и Сев. Седедемы, на правом водоразделе последней и в направлении к западу на водоразделе с р. Орто-Тирехтях [Кац и др., 1980ф]. Масштабы и интенсивность процессов аргиллизации позволяли авторам даже выделять три зоны (стадии): начальной, умеренной аргиллизации и собственно хлорит-монтмориллонитовую зону, в которой основная масса породы преобразована

в дисперсный глинистый агрегат, в нем в свою очередь появляются отдельные зерна и тонкие прожилки адуляра [Алешко и др., 1984ф]. *Серицит-гидрослюдисто-кварцевые аргиллизиты,* очевидно, относящиеся к умеренной зоне, установлены на правобережье р. Сев. Седедема (урановое рудопроявление Олений) [Березнев и др., 2015ф]. Повсеместно на площадях выходов хангатасской (сеноман) и североседедемской (верхний альб) свит установлены поля (зоны?) низкотемпературной аргиллизации, которые отдельными скважинами (скв. 101) пересекались на глубинах нескольких десятков метров, прослеживались на глубину до 100 м и более. С приповерхностными интервалами (20–30 м) этих зон связаны участки наиболее интенсивной радиоактивности (до 250 мкР/ч) [Азизов и др., 2017; Березнев и др., 2015ф].

Пропилиты широко развиты на Алазейском плоскогорье [Алешко и др., 1984ф; Березнев и др., 2015ф; Кац и др., 1980ф; Николаев и др., 1975ф], где они приурочены к зонам разломов в меловых вулканитах. Пропилиты здесь представляют собой хлорит-карбонат-кварц-гидрослюдистые породы, иногда микрозернистые агрегаты кварца и серицита составляют основную массу и породы переходят во вторичные кварциты [Николаев и др., 1975ф]. Породы несут наложенную эпидот-альбит-хлорит-карбонатную минерализацию, рассечены многочисленными эпидот-, карбонат- и адуляр-кварцевыми жилами и прожилками. Наиболее значительно пропилитизация проявилась в пределах Трубной площади уранового оруденения (водораздел правых составляющих рек Орто-Тирехтях и Сев. Седедема). Здесь в истоках руч. Пиритовый (мелкий левый приток правого нижнего притока р. Орто-Тирехтях) мелкообломочные туфы андезитов нельканской свиты (нижний–средний апт) осветлены, хлоритизированы, альбитизированы и интенсивно сульфидизированы [Алешко и др., 1984ф; Березнев и др., 2015ф].

Пропилитизация и аргиллизация в юго-западной части площади листа описаны лишь в общих чертах без привязки к конкретным структурам и объектам [Протопопов и др., 2002ф]. Только в единичном случае здесь пропилиты охарактеризованы более конкретно – на западном простирании Антагачанской зоны разломов (правобережье р. Митрей-Онгуохтах у западной рамки листа), где они вместе с общим окварцеванием развиты по дайкам кислых порфиров и средних порфиритов в границах рудного поля Митрей-Онгохтахского проявления золота [Геологическая … , 1979]. Здесь пропилиты представляют собой зеленовато-серые породы, содержащие, наряду с метасоматическим карбонатом, серицитом, хлоритом и кварцем, мелкую вкрапленность пирита и, реже, арсенопирита. Содержание сульфидов в зонах пропилитизации – до 1–5 %. Подобные участки установлены на Митрейской дайке и на южном фланге дайки Золотая [Шудов и др., 2005ф].

Березиты на территории юго-западной части листа лишь упоминаются в связи с зонами золото-сурьмяной минерализации [Зарубин и др., 2004ф], в контексте общего описания метасоматических преобразований [Протопопов и др., 2002ф] без привязки к каким-либо объектам или структурам. Только на одном участке в этой части площади околорудный метасоматоз связывается с процессами березитизации – на золоторудном проявлении Красивое. Прожилково-вкрапленная минерализация здесь представлена альбит-кварцевыми, пирит-серицит-карбонат-кварцевыми, кальцит-кварцевыми типами. Именно на

березитовый тип преобразований, по мнению геологов ФГУП «ЦНИГРИ», проводивших там в период 2012–2014 гг. поисково-ревизионные работы, указывает совмещение ореолов развития железистого карбоната, серицита и пирита [Гусев и др., 2014ф]. Процессы интенсивной березитизации отмечаются еще на отдельных участках по риолитовым порфирам рудопроявления Дайка Митрейская [Шудов и др., 2005ф], но серицит при этом, являющийся в современной трактовке понятия березитов их обязательным элементом (до 30 %) [Рыка и др., 1989], даже не упоминается. Скорее всего, проявленные изменения правильнее относить уже к известным здесь продуктам пропилитизации.

В верховье руч. Зимний и на водоразделе рек Сев. Седедема и Орто-Тирехтях (Алазейское плоскогорье) с процессами березитизации в меловых вулканитах связывается образование кварц-серицитовых пород с пиритом и арсенопиритом. Здесь процессы березитизации ассоциируют с уже упомянутыми выше контактово-метасоматическими лиственитами [Кац и др., 1980ф].

Турмалинизация на Алазейском плоскогорье связана с проявлениями меловой магматической активности. Турмалин, сопровождающийся иногда небольшим количеством аксинита, развивается как по массивным, так и по сланцеватым породам разного возраста и состава. На периферии ореолов этот минерал развивается по стенкам трещин в глаукофансланцевых породах или совместно с кварцем и аксинитом образует в них прожилки. Турмалинизация проявлена также в диоритах, слагающих небольшие интрузивные тела. Возраст этих диоритов ранее условно считался позднеюрским [Лычагин и др., 1977], но более вероятно, на наш взгляд, что они относятся к начальной стадии формирования раннемелового дойдинского диорит-гранодиоритового комплекса.

Несмотря на то, что процессы турмалинизации и носят по сути контактово-метаморфический характер, но масштабы их проявления в связи с площадными излияниями меловых вулканитов, на наш взгляд, позволяют здесь отнести турмалинизацию именно к классу регионально-метасоматических преобразований.

Внедрение и излияние меловых вулканитов обусловило образование сопутствующего глубинного теплового потока, который стал решающим побуждающим фактором всех процессов регионального метасоматоза на Алазейском плоскогорье – турмалинизации, аргиллизации, пропилитизации и березитизации. Геологическая позиция выявленного здесь уранового и молибден-уранового оруденения [Азизов и др., 2017; Константинов и др., 2009; Трофимов и др., 2017; Алешко и др., 1974ф; Березнев и др., 2015ф; Шестеренкин и др., 1974ф], пространственно ассоциирующего с тремя последними процессами метасоматических изменений, на наш взгляд, в полной мере отвечает молибден-урановому промышленному типу урановых месторождений [Яковлев, 1976] – жильное и штокверковое урановое оруденение в аргиллизитах и щелочных метасоматитах континентальных вулканических поясов в связи с риолитовой формацией. Риолитовую рудовмещающую формацию представляют на Алазейском плоскогорье кадылчанская и североседедемская свиты.

Побуждающим фактором регионально-метасоматических преобразований в мезозойских структурах Иньяли-Дебинско-Сугойской зоны, очевидно,

служил продолжительный во времени (поздняя юра – мел) региональный глубинный тепловой поток, сопровождавший процессы коллизионной складчатости, коллизионного магматизма и обусловивший постмагматическую гидротермальную деятельность. Фактически же пропилиты, аргиллизиты и березиты в этой части площади рассматриваются большинством исследователей только в контексте гидротермального околорудного метасоматоза на известных рудопроявлениях. В таком понимании, возможно, эти локально проявленные породы нужно рассматривать уже в группе гидротермальных образований.

К регионально-метасоматическому классу могут быть отнесены доломиты, в которых доломит как минерал в результате процессов гидротермально-метасоматической перекристаллизации нередко на обширных участках полностью замещает как первично осадочный доломит, так и кальцит. Такие породы в зонах крупных нарушений отмечаются на юге площади в палеозойских отложениях [Хандожко и др., 1981ф].

Гипергенно-метасоматические породы

К этому классу отнесены широко проявленные новообразования самородной серы в виде прожилков, гнезд, жеод (до 20–30 см в диаметре [Мерзляков, 1969]) в составе сульфатных и карбонатно-сульфатных пород гипсоносной свиты (живет) в верхнем течении р. Серечен. В большинстве случаев сера образует мелкозернистые агрегаты ярко-желтого цвета, в жеодах – хорошо ограненные кристаллы. Сера образована при замещении таковой же из сульфата кальция первичных гипсов и ангидритов при процессах инфильтрационно-метасоматического характера в экзогенных условиях [Сурмилова и др., 1979ф]. Важнейшее значение для восстановления серы сулфатов в самородную форму играет литологический фактор: ассоциация черных (углеродистых) доломитов с сулфатными породами (гипсодоломитами и гипсами при преобладающей роли последних) [Шпикерман, 1988]. Более подробно эти образования рассмотрены в гл. «Полезные ископаемые».

Пневматолитово-метасоматические(?) образования

Кроме всех вышеперечисленных, к метасоматическому типу могут быть отнесены своеобразные породы, представляющие собой сильно графитизированные гранодиориты гибридного облика, известные в Арга-Салинском [Геологическая … , 1974], Дарпирском (руч. Графитный – правый приток р. Улахан-Нагаин против устья р. Курага) [Терновский и др., 1942ф] и Левоэрикитском (водораздел ручьев Гранитный и Ягодный – левые притоки р. Эрэкит (Эрикит) выше устья р. Коубугу) [Быков и др., 1951ф] батолитах. Графитизация связывается здесь с пневматолитово-метасоматическими процессами [Геологическая … , 1974], протекавшими или на завершающей стадии магматизма, или они рассматриваются уже как постмагматические. Содержания графита в гибридных породах Арга-Салинского штока достигают 40 % [Геологическая … , 1974]. Масштабность процессов графитизации на участке в Дарпирском батолите предполагала на стадии выявления даже промышленную значимость

объекта [Терновский и др., 1942ф]. Графитизация на Левоэрикитском массиве не исследована: проявление показано на карте в отчетных материалах, но его описание в тексте отсутствует [Быков и др., 1951ф]. Генезис графитовой минерализации на всех участках практически не изучен – возможно, породы представляют собой своеобразные эндоконтактовые высокотемпературные скарны под реликтами кровли на интрузивных массивах [Штрюбель и др., 1987].

Гидротермальные образования

Гидротермальные процессы на территории листа проявлены чрезвычайно широко и представлены, в первую очередь, разнообразными по составу жилами. Ведущая роль принадлежит кварцевым жилам, состав которых осложняется разным количеством других минералов – в первую очередь, кальцита и хлорита, реже – турмалина, слюд, сульфидов. При возрастании роли кальцита и других карбонатов в условиях более низких температур образованы существенно карбонатные жилы, в том числе – кальцитовые, сидеритовые, арагонитовые. Кроме жильных образований, в этой же группе мы рассматриваем процессы серпентинизации и пиритизации.

В жилах среди мезозойских образований в бассейне р. Нера выделяется до пяти генераций кварца, для которых определены температурные интервалы формирования в 500–300 °С (первая генерация), 300–200 °С (вторая и третья), 220–140 °С (четвертая) и 160–40 °С (пятая) [Сорокин и др., 1998ф]. По аналогии с общепринятыми температурными интервалами рудообразования [Геологический … , 1978] жилы первой генерации могут рассматриваться как высокотемпературные (500–300 °С), второй и третьей – как среднетемпературные (300–200 °С), четвертой и пятой – низкотемпературные (200–50 °С).

По пространственно-генетической связи все жилы могут быть разбиты на две группы – связанные с интрузивными и субвулканическими телами и не имеющие отчетливой связи с таковыми.

Высокотемпературные кварцевые и существенно кварцевые жилы, генетически и пространственно связанные с гранитоидными интрузиями, сложены молочно-белым сливным кварцем. Мощность отдельных жил, как правило, не превышает первых метров, редко достигая 7 м при протяженности от первых метров до 400 м. В восточном эндоконтакте Дарпирского батолита известна кварцевая жила средней мощностью около 12 м при протяженности 3,5 км [Клочков и др., 1979ф], протягивающаяся от истоков руч. Октон (правый приток р. Аччыгый-Нагаин) до верховьев руч. Эмгун (левый приток р. Улахан-Нагаин с устьем на наледи).

Высоко-, средне- и низкотемпературные кварцевые жилы, не имеющие отчетливой связи с интрузивными образованиями, широко проявлены на Момском хребте, в полях развития верхнепалеозойских и юрских отложений, где они образуют Илинь-Тасскую хрусталеносную зону [Алешко и др., 1974ф; Путинцев и др., 1968ф; Ремизов и др., 1974ф; Сорокин и др., 1968ф, 1971ф; Сурмилова и др., 1979ф; Теплов и др., 1969ф; Шустов и др., 1967ф]. Характерным признаком этих жил является значительное содержание кристаллов горного хрусталя и пьезооптического кварца, достигающее в ряде случаев параметров проявлений. Протяженность жил достигает 1–3 км при

мощности до 30 м [Шустов и др., 1967ф]. В жилах встречаются кристаллы размером до 30 см по длинной оси и до 5-6 см в поперечнике. Объемы хрусталеносных погребов достигают 2,5 м^3 [Сурмилова и др., 1979ф], 6,0 м^3 [Государственная … , 1996ф] и более 7 м^3 [Сорокин м др., 1970ф]. Приводятся данные о кристаллах некондиционного горного хрусталя, имеющих размер в поперечнике до 30–35 см и весом до 30–40 кг [Шустов и др., 1967ф]. Известны результаты минералотермических исследований, выполненных в Львовском госуниверситете, которые показывают температурный интервал формирования кристаллов горного хрусталя, отобранных из жил в верхнем течении р. Матага-Эселях (ручьи Сигнал и Снос) от 240 до 120°С [Сорокин и др., 1970ф]. В верхних горизонтах бастахской серии (нейсаттская и аргатасская свиты) кварцевые жилы часто содержат кристалловидные включения и линзочки битумов-антраксолитов (до 5–20 % от объема жилы) [Государственная … , 1996ф].

Средне- и низкотемпературные карбонатно-кварцевые, кварцево-карбонатные жилы, связанные с интрузивными образованиями, характеризуются параметрами, часто несут сульфидную минерализацию. Известны существенно сидеритовые жилы, сложенные сидеритом, лимонитом и кварцем с вкрапленностью рудных минералов, одиночные жилы, сложенные розовым кальцитом [Клочков и др., 1979ф]. Для одной из кварцевых жил в среднем течении р. Нера K-Ar датирование по валу (проба из коллекции В. В. Нужина, 1993 г., проанализирована в лаборатории ПГО «Запсибгеология») показало значение 131 млн лет (готерив) [Сорокин и др., 1998ф].

Без видимой связи с интрузивными образованиями в развалах известны единичные жилы, сложенные арагонитом, в коренном залегании – сульфидные жилы (до 1 м в раздувах), образованные практически мономинеральным мелкокристаллическим пиритом (до 80 %) [Хандожко и др., 1981ф], зоны флюорит-доломит-кальцитового прожилкования [Шабанов и др., 1992ф]. Жеоды весом до 10–15 кг, выполненные кристаллическим бледно-розовым и зеленым флюоритом, известны на Тахинском рудопроявлении олова [Клочков и др., 1979ф]. Жеоды халцедона и жилы низкотемпературного голубовато- и коричневато-серого халцедоновидного кварца мощностью до 50 см распространены на Алазейском плоскогорье [Кац и др., 1975ф, 1980ф]. Кварц в этих жилах, как правило, безрудный, но в одном случае – в истоках правого безымянного притока р. Алазея – сопровождается густой вкрапленностью гидрогётита [Кац и др., 1975ф].

Кроме жил, сложенных кварцем и карбонатами, известны баритовые, аксинитовые, гематитовые жилы, пользующиеся меньшим распространением [Сурмилова и др., 1979ф]. В южной части площади известны шеелитовые, реальгаровые жилы [Шабанов и др., 1992ф].

Жилы, сложенные крупнокристаллическими агрегатами благородного талька с кальцитом, известны у подножья кайнозойской сейсмотектонической плотины в верхнем течении руч. Волчок (Мраморный, Юрюн-Тас – правый приток р. Тирехтях (Момский)) [Сурмилова и др., 1974ф], где они образованы в результате гидротермальной переработки талькитов и тальксодержащих сланцев, сформированных на ультраосновных породах офиолитовой(?) ассоциации (калгынские ультрамафиты?).

На ранних этапах исследований неоднократно отмечались асбестовые жилы: на р. Итакня (В. А. Сидюкин, 1933 г.) [Каузов, 1935ф; Козлова, 1936ф, Мяснянкин и др., 1977ф] и в ультраосновных дайках в бассейне р. Рассоха, где с ними даже связывались перспективы платиноносности [Зимкин, 1963; Каузов, 1935ф; Николаев и др., 1940ф]. Интересные данные приводил Г. Г. Попов, указывая на небольшие жилки хризотил-асбеста в рассланцованных толщах бастахской серии [Геология … , 1962]. Достоверно известно только два участка прожилкования, где асбест подтвержден рентгено-дифрактометрическим анализом – в поле вулканогенных отложений илиньтасской свиты (оксфорд–кимеридж): на левобережье р. Куранах-Сала (Весёлый) и в правом притоке руч. Якши [Сурмилова и др., 1979ф]. Прожилки маломощные (до 15 см) при протяженности самих прожилков не более 1 м, а зон прожилкования – 50 и 4 м. Приурочены они к мелким телам крупнокристаллических долеритов(?). Асбест игольчатый (до 10 см) поперечно-волокнистый, относится к щелочной разности (типа рибекита).

Рентген-структурным анализом асбест диагностировался магаданскими геологами [Терехов и др., 1988] в связи с пикритами верхнесахарымнанского пикрит-габбрового комплекса (приуральская эпоха перми). Минерал был определен (аналитик Н. А. Филиппова, ЦЛ ПГО «Севвостокгеология») как гриналит (разновидность хризотила). При мощности в 5–12 см протяженность прожилков асбеста не превышала 0,5–0,7 м, рядом с ними отмечались и прожилки волокнистого актинолита.

Тонкие прожилки асбеста фиксировались при работах по подготовке листа в верхнем течении левого притока р. Калгар в гальке ультраосновных пород в составе гармычанской толщи (силур) и на руч. Сиен в метасоматически измененных породах калгынского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса (поздний рифей).

Там же, на руч. Сиен диагностированы *серпентиниты*, образование которых обычно происходит при средне- и высокотемпературных (<400 °С) [Геологический … , 2012] гидротермальных процессах по тем же ультраосновным породам. Микроскопически породы обладают массивной, реже сланцеватой текстурой, структура – листоватая, поперечно-волокнистая. Сложены породы на 50–97 % серпентином, в том числе – антигоритом и хризотилом, часто карбонатизированы (до 50 %, в т. ч. в них отмечается магнезит – до 8 %), серицитизированы (до 5 %), реже они содержат реликты амфибола (куммингтонит?, до 2 %, в единичном случае – антофиллит?), всегда – примесь и вкрапленность рудных минералов (до 6–7 %). Доля кремнезема в составе пород, как правило, не превышает 26–28 %, они характеризуются аномальными содержаниями хрома (до 0,26–0,5 %), никеля (до 0,27 %), устойчивыми концентрациями редких земель: La – до 0,003-0,01 %, Ce – до 0,01 %, Y – до 110,8 г/т, Sm – до 43 г/т, Er – до 16,4 г/т, Yb – до 12,5 г/т, Ho – до 1,6 г/т, Lu – до 1,5 г/т.

Серпентинизация известна и по отдельным телам габброидов на правобережье р. Итакня [Козлова, 1936ф; Мяснянкин и др., 1977ф]. Авторы отмечали, что габбро переходит в змеевики возле жилы асбеста. Подобная же зона серпентинизации с асбестом возле силла габбродолеритов присутствует и в верхнем течении р. Куранах-Сала [Сурмилова и др., 1979ф].

К числу гидротермальных процессов большей частью относится и *пиритизация* [Геологический … , 2011; Рыка и др., 1989]. Средне- (180–300 °С) и высокотемпературные (300–400 °С) кристаллические формы пиритов, связанные именно с гидротермальными преобразованиями, наиболее часто встречаются в прожилках и вкрапленниках в мезозойских отложениях Иньяли-Дебинско-Сугойской СФО. Исследование газово-жидких включений (ГЖВ) в пиритах в ряде осевых зон разломов в бассейне р. Курун-Агылык показывало возрастание роли высокотемпературных газово-жидких включений, что связывалось авторами с возможными процессами динамометаморфизма [Нужин и др., 1993ф; Сорокин и др., 1998ф; Шупиков и др., 1991ф].

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Строение изученной территории рассматривается с позиции плейт-тектонической модели аккреционной тектоники с применением террейнового анализа. В данной главе использованы схемы, разработанные для Северо-Востока Азии, на карте тектоно-стратиграфических террейнов и перекрывающих комплексов северной части Циркум-Пацифика [Nokleberg, Parfenov and others, 1994] и в монографии В. И. Шпикермана [Шпикерман, 1998], а также в работах Л. М. Парфенова [Парфенов и др., 1993; Тектоника, 2001], В. С. Оксмана [Оксман, 2000] и др.

Согласно этим построениям, рассматриваемая территория входит в состав северо-восточной аккреционной окраины Евразии к востоку от Сибирской платформы. Современная аккреционная структура Северо-Востока Азии сформировалась при длительном взаимодействии Сибирского палеоконтинента (Северо-Азиатского кратона), островодужных и океанических плит окраины Палеопацифика и блоков Северо-Американского континента. Процесс этого взаимодействия для Сибирского палеоконтинента был не только конструктивным. В определенные периоды (особенно в позднем палеозое и раннем мезозое) происходило разрушение континентальных окраин. Однако общим итогом к нынешнему моменту стало то, что к востоку от неразрушенной части Сибирского палеоконтинента, «прирос» фрагмент континента в виде сложной мозаики разнородных блоков (террейнов), «сцементированных» в юрское и меловое время.

Общая блоковая структура и доминирующая роль горизонтальных перемещений рассматриваемой территории подтверждаются и новейшими геофизическими данными о ее глубинном строении. Выполненный на территории соседнего листа P-55 опорный геолого-геофизический профиль 3-ДВ (ОГГП 3-ДВ) [Сальников и др., 2014ф] и проведенный в рамках настоящей работы анализ глубинных геофизических неоднородностей территории не подтверждают ее синклинорно-антиклинорного строения. В структуре земной коры преобладает горизонтальная тектоническая расслоенность, независящая от современного структурного рисунка дневной поверхности. Вместе с тем, наиболее крупные крутопадающие сквозькоровые разломы значительно смещены в пространстве относительно границ главных структур на поверхности. В приповерхностной части земной коры эти разломы перекрыты горизонтальными пластинами мощностью от 1,5 до 10–12 км. Все это указывает

на покровно-надвиговое (чешуйчато-надвиговое) строение приповерхностной части территории листа Q-55.

Под террейном (тектоно-стратиграфическим террейном) мы понимаем ограниченное разломами реально существующее геологическое тело регионального размера, характеризующееся присущей только ему геологической историей, явно отличающейся от таковой смежных террейнов. Таким образом, террейны представляют собой тектонические структуры, частично или полностью развивавшиеся независимо друг от друга. Аккреционная тектоника, основывающаяся на доминанте горизонтальных движений, допускает присутствие в современных структурах смежных блоков (террейнов), частично или полностью несвязанных общей историей геологического развития. Их современное положение определяется тектоническим совмещением при надвиговых и сдвиговых перемещениях.

Террейны характеризуются стратиграфической последовательностью геологических комплексов, сформированных в определенной геодинамической обстановке (литодинамические комплексы), а также особенностями проявления деформаций, магматизма и метаморфизма. В зависимости от преобладающих типов литодинамических комплексов, характера магматизма и метаморфизма выделяются типы террейнов (островодужные, океанические, кратонные, пассивной континентальной окраины и т. п.). Внешние границы террейнов всегда разрывные. Внутреннее строение террейнов чаще всего неоднородно, как в литофациальном, так и в структурном отношении. В связи с этим на тектонической схеме внутри террейнов могут быть выделены самостоятельные тектонические и фациальные зоны (субтеррейны), складки различных порядков.

Террейны юго-западной части территории листа Q-55 тем или иным образом связаны с переработкой Сибирского палеоконтинента на границе его взаимодействия с океаническими плитами. Одни являются отторженцами самого Сибирского палеоконтинента, другие представляют собой остатки ложа эпиконтинентальных морей и микроокеанов, возникших при разрушении (деструкции) окраины континента.

Северо-восточную часть территории листа занимают террейны – фрагменты палеоструктур, сформировавшихся на окраине Палеопацифика в процессе длительного (по крайней мере с начала палеозоя) его взаимодействия с окраиной Сибирского палеоконтинента. Это – террейны, содержащие фрагменты древней океанической коры (океанические террейны), фрагменты энсиалических и энсиматических палеоостровных дуг (островодужные террейны) и ложи окраинных морей (террейны окраинноморского бассейна), а также аккреционные призмы.

Современная структура террейнового агломерата на территории листа определяется в основном их скучиванием (амальгамацией) и причленением (аккрецией) к краю континента во второй половине мезозоя. Агломерат террейнов, возникший при амальгамации, называется супертеррейном, в результате аккреции образуется агломерат, называемый аккреционным клином кратона. Время амальгамации и аккреции определяется нижней возрастной границей осадочного или осадочно-вулканогенного комплекса, перекрывающего образовавшийся агломерат террейнов (постаккреционные перекрывающие

комплексы), а также временем внедрения магматических комплексов, прорывающих границы террейнов (постаккреционные сшивающие комплексы).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Особенностью регионов аккреционного строения является широкое развитие покровно-надвиговых структур с большими амплитудами перемещения блоков в приповерхностной части земной коры. Такие структуры возникают в периоды активного взаимодействия литосферных плит, сопровождаемого формированием аккреционных призм, олистостром, обдукцией фрагментов океанического ложа. При взаимодействии окраины континентальной плиты с другими континентальными блоками (микроконтинентами), либо с ранее сформированными островными дугами возникают коллизионные структуры с соответствующим магматизмом, интенсивными деформациями, в том числе – надвигами. При горизонтальном скользящим взаимодействии литосферных плит возникают транспрессивные структуры, также сопровождаемые многочисленными надвигами. Соответственно, первичные границы блоков (террейнов) значительно смещаются на близповерхностном уровне. Именно этим объясняются существенные различия в районировании территории по структурным элементам, установленным на дневной поверхности, с одной стороны, и по глубинным геофизическим неоднородностям – с другой. Этот феномен проявлен и на площади листа Q-55. В связи с этим тектоническое районирование проводится нами исключительно по элементам, наблюдаемым на современном эрозионном срезе. Глубинные элементы охарактеризованы во второй части главы.

Заключенная в рамках листа Q-55 часть аккреционной окраины Северо-Востока Азии замечательна тем, что здесь в наиболее полной степени проявлены особенности сочленения доаккреционных структур Верхояно-Колымской складчато-надвиговой области с перекрывающими постаккреционными комплексами Уяндино-Ясачненского (средняя–поздняя юра), Джахтардах-Олойского (мел) вулканических поясов.

Верхояно-Колымская складчато-надвиговая область включает в себя серию фрагментов (террейнов) палеоструктур как континентального, так и океанического происхождения, аккретированных во второй половине мезозоя (средняя юра – ранний мел) к Палеосибири. В пределах листа Q-55 область представлена тектоно-стратиграфическими террейнами, объединенными по их палеогеодинамической природе в три складчато-надвиговые системы (СНС) с юга-запада на северо-восток: Яно-Колымскую, Индигиро-Колымскую, Алазейско-Олойскую.

Яно-Колымская СНС объединяет террейны, литодинамические комплексы которых сформировались на погруженной пассивной окраине Сибирского палеоконтинента (Кулар-Нерский террейн) в рифтогенном бассейне при деструкции пассивной окраины (Иньяли-Дебинский террейн).

Индигиро-Колымская СНС выделена геологами ВСЕГЕИ [Кропачев и др., 1987ф]. В настоящей работе она рассматривается как региональная амальгамационная структура, отделявшая в средней юре глубоководное рифтогенное море и погруженную окраину Палеосибири от открытого океана.

В середине юры здесь сформировался агломерат разнородных террейнов, перекрытых и сцементированных впоследствии средне- позднеюрскими осадочно-вулканогенными образованиями (Индигиро-Омолонский супертеррейн, по В. И. Шпикерману [1998]). В рамках листа Q-55 Индигиро-Колымская система представлена на юго-востоке площади частью Омулевского террейна (отторгнутый фрагмент палеозойской пассивной окраины Палеосибири).

Алазейско-Олойская СНС была выделена в 1970-е годы В. М. Мерзляковым и Н. А. Шило [Шило и др., 1973б], как эвгеосинклинальная складчатая система, в которую вошли мезозойские складчатые зоны, заложившиеся на меланократовом основании. В современном понимании с позиций аккреционной тектоники и террейнового анализа в нее входят в тех же границах океанические и островодужные террейны, представляющие собой фрагменты окраинных структур Палеопацифика (Рассошинский островодужный, Аргатасско-Поповкинский океанический, Алазейский островодужный террейны). Главный критерий выделения этих террейнов в самостоятельную Алазейско-Олойскую складчато-надвиговую систему – заложение палеоструктур на коре океанического или переходного типов.

Активные процессы аккреции Палеосибири начались в середине юры на юго-западе (в современных координатах) рассматриваемой территории и в раннем мелу на северо-востоке. Соответственно, в юго-западной части листа Q-55 постаккреционные образования представлены средне-позднеюрскими структурами: **Уяндино-Ясачненским вулканогенным** и **Главным колымским плутоническим поясами.** На северо-востоке территории постаккреционные образования слагают **Джахтардах-Олойский ранне- позднемеловой вулканогенный пояс.**

Структуры кайнозойского рифтогенеза выражены неотектоническими активными разломами и связанными с ними впадинами **Момской рифтовой системы**.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

В вертикальном разрезе верхней части земной коры в пределах территории листа Q-55 выделяется два структурных этажа – доаккреционный рифейско-верхнеюрский и постаккреционный среднеюрско-кайнозойский. В связи с неодновременным завершением процессов аккреции, нижняя граница постаккреционного этажа скользящая. Во внутреннем наполнении этажей и ярусов на тектонической схеме дается вещественная характеристика представленных в них литодинамических комплексов (формаций) и палеогеодинамическая интерпретация этих комплексов. Тектоническая схема и легенда к ней составлена на основе методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании [Основы … , 1997; Типовые … , 1997], хорошо применимых к принципам аккреционной тектоники.

Доаккреционный структурный этаж

Доаккреционный этаж сложен литодинамическими комплексами террейнов. Наиболее полно разрез доаккреционного структурного этажа представлен

в Омулевском террейне Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системы. Всего выделяется четыре доаккреционных структурных яруса: рифейский, вендско-силурийский, девонско-нижнекаменноугольный, нижнекаменноугольный–верхнеюрский. Однако в доаккреционном этаже не везде границы ярусов выражены явными структурными несогласиями, так как истории развития расположенных на территории листа террейнов отличались. Поэтому границы ярусов в некоторых террейнах проведены по границам трансгрессивно-регрессивных циклов палеобассейнов примерно на уровне, отвечающем структурным несогласиям на остальной территории.

Рифейский структурный ярус. Образования рифея на территории листа Q-55 выделены в пределах Омулевского террейна в двух выходах вблизи южной рамки листа. В небольшом тектоническом блоке в бассейне руч. Тромбон (правый приток р. Омулёвка) вскрываются кварц-серицит-хлоритовые, эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы, мраморы и филлиты, образовавшиеся по карбонатно-терригенным отложениям среднерифейского возраста (тромбонская толща). Возраст толщи установлен на основании U-Pb SHRIMP датирования детритовых цирконов в наименее метаморфизованных породах (наиболее «младшая» дата – 1242 млн лет). В толще также установлены субвулканические тела кислого состава (порфироиды) с U-Pb возрастом 952,3–968,0 млн лет. О более позднем внедрении этих тел свидетельствуют метаморфические каймы в детритовых цирконах окружающих пород с близкими порфироидам U-Pb датами, но с более древними ядрами.

Второй выход рифейских образований установлен в ядре куполообразной антиклинали на правобережье р. Инанья (правый приток р. Омулёвка). Здесь также обнажаются хлорит-серицитовые и кварц-серицитовые сланцы, но основной объем занимают красноцветные песчаники и кварцитопесчаники (ивашкинская толща). Анализ U-Pb SHRIMP датирования детритовых цирконов в песчаниках и сланцах указывает на позднерифейский возраст вмещающих отложений. Пестроцветность и обилие гематита в метаосадочных породах обоих толщ позволяют отнести их к известняково-глинисто-песчаной пестроцветной формации мелководного шельфа внутриконтинентального бассейна.

К рифейскому ярусу, возможно, относятся и метамагматические породы (ультрабазиты, габбро и долериты) калгынского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса. Однако высокая степень метаморфизма, неопределенность возраста и тектоническая позиция выходов этого комплекса на территории листа (Гарбыньинский тектонический блок) не позволяют достоверно установить источник этих ультрабазитов. Скорее всего они являются отторженцами позднедокембрийской океанической коры окраины Палеопацифика (ныне Алазейско-Олойская система), обдуцированные на континентальный блок (Омулевский террейн) в один из этапов конвергенции палеоокеана с Палеосибирью (возможно, в силуре или в середине юры). Нельзя также исключать принадлежность данных метаофиолитов к основанию межконтинентального рифта Иньяли-Дебинского террейна (см. ниже).

Венд-силурийский структурный ярус. Образования венд-силурийского яруса широко распространены в пределах Индигиро-Колымской и Алазейско-Олойской складчатых систем. В Яно-Колымской системе ярус не вскрыт.

Вендские отложения на территории листа Q-55 не установлены. Однако они известны на прилегающих с востока территориях Индигиро-Колымской системы (Приколымский террейн). Там они образуют единые комплексы с вышележащими нижнекембрийскими красноцветными глинисто-карбонатными образованиями, залегая на рифейских толщах с угловым несогласием. Нижняя граница яруса на рассматриваемой территории наиболее отчетливо вскрывается на правобережье р. Ивашка на крыльях куполовидной антиклинали. Здесь на пестроцветных отложениях верхнерифейской ивашкинской толщи с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании залегает нижнеордовикская зарская толща, представленная песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. Более древние (средне- верхнекембрийские) образования яруса вскрываются в бассейне р. Куранах (правый приток р. Мома) и в бассейне р. Рассоха. В первом случае это – мраморизованные известняки куранахской толщи верхнего кембрия, во втором – граувакковые песчаники и гравелиты среднего–верхнего кембрия (офиолитокластитовая толща). Однако в обоих случаях контакты с рифейскими отложениями нижележащего яруса на этих участках не вскрыты. Верхняя граница яруса представлена подошвой нижнедевонских отложений, залегающих на значительной части территории со структурным несогласием и с базальными конгломератами в основании.

Верхнекембрийские, ордовикские и силурийские отложения, составляющие непрерывный разрез мощностью до 8000 м, слагают основную площадь Индигиро-Колымской СНС в пределах листа. На западе это – единый терригенно-карбонатный шельфовый комплекс пассивной континентальной окраины, в составе которого выделяются карбонатно-шельфовые формации: нижне-среднеордовикская биогенно-известняковая, верхнеордовикская биогермная, нижнесилурийская известняково-глинистая (маутская свита). Венчается разрез яруса здесь венлокской терригенно-карбонатной (сандуганская свита) и лудлов-пржидольской прибрежно-морской красноцветной песчано-доломитовой формацией (бизонская, мирненская свиты). Далее на восток, при приближении к границе с Алазейско-Олойской СНС шельфовые образования сменяются глинисто-карбонатными турбидитами континентального склона и его подножия (нижне-среднеордовикская эриехинская свита и минуткинская толща) и карбонатно-вулканомиктовыми отложениями задугового окраинноморского бассейна (вулканомиктовая толща верхнего ордовика). Однако и здесь, в восточной части Индигиро-Колымской СНС верхушка яруса представлена красноцветными образованиями верхнего силура (гармычанская толща).

В Алазейско-Олойской СНС породы венд-силурийского яруса вскрываются только в ее юго-западной части (междуречье Рассохи и Зырянки), где они представлены океаническим и островодужным комплексами, соответственно кембрийского и ордовикского возрастов. Силурийские образования здесь полностью выпадают из разреза, и вышележащие толщи нижнего девона ложатся с резким структурным несогласием на отложения ордовика. С преддевонским структурным несогласием и перерывом в осадконакоплении ассоциируют силурийские гипабиссальные интрузии гранитоидов трюлиньинского комплекса (гранит-граносиенитова формация).

Таким образом, в объеме вендско-силурийского структурного яруса отчетливо проявлена палеотектоническая зональность транзитали от континента к океану, в которой участвовали эпиконтинентальный морской бассейн (карбонатный шельф, включая карбонатные платформы), континентальный склон (глинисто-карбонатные турбидиты) и океанический бассейн (аспидные сланцы и офиолитокластиты). Однако, судя по разрезам в различных частях транзитали, ее геодинамический режим менялся в течение времени. Пассивный характер транзитали устанавливается для интервала: поздний кембрий – средний ордовик. В верхнеордовикских образованиях Алазейско-Олойской СНС присутствуют островодужные комплексы (шошониты). Напряженные складчатые деформации ордовикских отложений, отсутствие силурийских отложений при наличии гранитоидов силурийского возраста в пределах Алазейско-Олойской и широком развитии пестроцветных мелководных отложений силура в соседней Индигиро-Колымской СНС является указанием на проявление активных тектонических движений в силуре (коллизия ордовикской островной дуги с пассивной окраиной континента) [Шпикерман и др., 2001].

Девонско-нижнекаменноугольный структурный ярус. Литодинамические комплексы девонско-нижнекаменноугольного структурного яруса на листе Q-55 распространены также только в пределах Индигиро-Колымской и Алазейско-Олойской складчато-надвиговых систем в юго-восточной и северо-восточной частях территории. В Алазейско-Олойской системе нижняя граница яруса выражена базальным горизонтом красноцветных конгломератов (гайская свита лохковского возраста) и отчетливым структурным и стратиграфическим несогласием с нижележащими осадочно-вулканогенными образованиями ордовика. На территории Индигиро-Колымской СНС нижняя граница яруса в восточной части фиксируется небольшими угловыми и стратиграфическими несогласиями. Однако на большей части территории системы эта граница согласная и проводится по подошве нижнедевонских нелюдимской и калгарской свит. Девонские карбонатные толщи перекрывают здесь пестроцветные мелководные отложения верхнего силура, отражая начало новой девонской трансгрессии эпиконтинентального моря.

Верхняя граница яруса на территории Индигиро-Колымской СНС проводится по кровле комплексов карбонатного шельфа (авринская, зырянкинская свиты фаменско-турнейского возраста). В Алазейско-Олойской СНС верхняя граница яруса проводится примерно на том же уровне. В верховьях р. Зырянка – по кровле комплексов внешнего шельфа и континентального склона (тургоякская свита фамена–турне – известково-кремнисто-глинистая турбидитовая формация), на Алазейском плоскогорье – по кровле хаотического комплекса кенкельдинской свиты.

На территории Индигиро-Колымской СНС ярус сложен главным образом формациями карбонатного шельфа – доломитами, органогенными известняками, известково-глинистыми сланцами (рифовая, известняково-доломитовая и глинисто-карбонатная формации). В верхах яруса (авринская свита) появляются относительно глубоководные осадки – известково-кремнистые аргиллиты (карбонатно-глинисто-кремнистая формация). Сходный, но более глубоководный комплекс распространяется и на юго-западную часть Алазей-

ско-Олойской СНС, где он со структурным несогласием залегает на островодужном комплексе ордовика. Однако уже в бассейне р. Увязка (левый приток р. Рассоха) он резко сменяется океаническим комплексом (офиолиты увязкинского осадочно-вулканогенного комплекса нижнего–среднего девона). Фрагменты более высоких частей океанического комплекса устанавливаются и на Алазейском плоскогорье в фамен-турнейской аккреционной призме (кенкельдинская свита).

Таким образом, и в объеме рассматриваемого девонско-нижнекаменноугольного яруса присутствуют явные признаки транзитали: от шельфовых образований эпиконтинентального моря к океаническому палеобассейну. Переход от континентальных комплексов к океаническим довольно резкий, что обусловлено более поздним тектоническим скучиванием разнородных комплексов на границе «континент–океан». В интервале времени от раннего девона до начала фамена транзиталь существовала в пассивном режиме.

Нижнекаменноугольный–верхнеюрский структурный ярус. Ярус составляют мощные (более 10 км) толщи верхоянского комплекса и одновозрастные с ним образования. Различные элементы этого яруса установлены во всех СНС рассматриваемой территории. Литодинамические комплексы яруса знаменуют новый крупный этап развития территории.

Наиболее древние элементы яруса вскрываются в пределах Индигиро-Колымской и Алазейско-Олойской СНС, где они представлены нижнекаменноугольными образованиями. Нижнекаменноугольный–верхнеюрский ярус венчает доаккреционный этаж. Верхняя граница яруса (доаккреционного этажа) с комплексами постаккреционного этажа скользящая. На территории Индигиро-Колымской СНС она фиксируется резким предбатским структурным несогласием и бат-келловейскими базальными конгломератами белоручьевской свиты; в Алазейско-Олойской СНС – таким же несогласием и горизонтом келловейских конгломератов в основании илиньтасской серии, а северо-восточнее на Алазейском плокогорье – подошвой нельканской свиты нижнего мела. В Яно-Колымской СНС – несогласным залеганием верхнекимеридж-титонских вулканогенных образований улахан-чистайской группы вулканических комплексов (сумунская свита).

В пределах Индигиро-Колымской и Алазейско-Олойской СНС вскрывается почти весь разрез яруса, характеризующийся, однако, контрастной латеральной зональностью. В Индигиро-Колымской СНС в составе яруса выделяется карбонатно-кремнисто-глинистая формация континентального склона (угрюминская, батьковская свиты, незнайкинская, сердитинская, эрикитская, каменистинская толщи), сменяемая в юго-западной части Алазейско-Олойской СНС известняково-кремнисто-глинистой турбидитной формацией подножия континентального склона (сергеляхская, магарская, агиджинская, бочерская, озернинская, сасырская, момская, таалская, шаманогорская, верхнезырянская, перевальнинская, сарынская. олгуинская свиты). Далее на северо-восток, на склонах хр. Арга-Тас установлены вулканогенные и глубоководные комплексы задугового океанического бассейна (спрединговое окраинное море). Типичные островодужные осадочно-вулканогенные комплексы в разрезе яруса проявлены северо-восточнее на Алазейском плоскогорье. Они представлены кремнисто-терригенно-туффитовой, андезитовой,

габбро-плагиогранитовой, габбродолеритовой, гранит-граносиенитовой формациями, шошонитами, общий возрастной диапазон которых охватывает ранний карбон – начало средней юры (хоппытская, отчегыйкудерайская, пологская, сылгыюряхская, кыллахская свиты, отчегыйская, кудерайская толщи, пологинская, сылгынская, курунурийская свиты, хоппыт-юряхский и курун-юряхский плутонические, пологинский и алазейский гипабиссальные комплексы). Однако верхняя часть островодужного разреза (байос–титон) представлена морской туфопесчаной молассой, характеризующей обстановку остаточной (невулканической) островной дуги (сюстинняхская, абыгылахская, иккикюняхская свиты).

Отложения яруса в пределах Яно-Колымской СНС на листе Q-55 начинаются с геоидной свиты верхней перми и представлены в юго-западном углу листа верхнепермско-триасовыми песчано-глинистыми и глинисто-песчаными толщами глубоководного шельфа пассивной континентальной окраины и континентального склона. Далее на северо-восток, до границы с Индигиро-Колымской СНС в пределах Иньяли-Дебинского террейна они представлены норийско-кимериджскими глубоководными алевролито-глинистыми и турбидитовыми отложениями большой мощности (формация терригенных турбидитов и контуритов, аспидная формация). Эти образования интерпретируются как комплекс глубоководных морских осадков межконтинентального рифта (микроокеана?).

Постаккреционный структурный этаж

Этаж составляют большей частью вулканогенные образования, которые с угловым несогласием перекрывают образования доаккреционного этажа. На территории листа Q-55 этаж разделяется на четыре структурных яруса: средне-верхнеюрский, нижнемеловой, верхнемеловой, палеоген-неогеновый.

Средне-верхнеюрский ярус со структурным несогласием перекрывает складчатые структуры Яно-Колымской, Индигиро-Колымской и Алазейско-Олойской систем. Объем структурного яруса не везде одинаковый, в различных структурных зонах может быть представлен средне-верхнеюрскими и только верхнеюрскими (кимердж-титонскими) комплексами. Основной структурой яруса является Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс, образования которого фиксируют время одного из основных этапов мезозойской аккреции. Средне-верхнеюрские толщи пояса мощностью до 4 км на территории листа Q-55 выполняют ряд бат-келловейских, оксфорд-кимериджских и позднекимеридж-титонских прогибов. Толщи составляют прибрежно-морские и континентальные терригенные, терригенно-вулканогенные и вулканические формации. В их основании почти повсеместно отмечаются грубообломочные образования морской молассы, а в некоторых местах – олистостромы. В этот ярус также включены сшивающие плутонические комплексы Главного колымского плутонического пояса и флишоидные толщи Илиньтасского прогиба. Строение этих структур описано ниже.

Нижнемеловой структурный ярус выделяется на том основании, что на рубеже юры и мела происходит очередная структурная перестройка территории. Преобладающая в конце юры обстановка морского вулканизма и осад-

конакопления в мелу сменяется континентальной. Меняется структурный план магматических и вулканических зон. Основной структурой яруса на территории листа является наземный Джахтардах-Олойский вулканогенный пояс мелового возраста. Нижнемеловые образования в нем представлены нельканской свитой, кадылчанско-североседедемской серией риолит-трахитовых осадочно-вулканогенных комплексов и дойдинским диорит-гранодиоритовым комплексом. Нельканская свита сложена андезитами, андезибазальтами, базальтами, их туфами, в подчиненном количестве вулканитами кислого состава (андезитовая и риолитовая формации). Кадылчанско-североседедемский временной ряд (серия) риолит-трахитовых осадочно-вулка–ногенных комплексов сложена умереннощелочными вулканитами преимущественно кислого состава.

Характер вулканических, гипабиссальных и плутонических образований яруса позволяет рассматривать их как вулканическую дугу окраинно-конти–нентального вулканогенного пояса.

С вулканогенным поясом сопряжен Индигиро-Зырянский преддуговой прогиб, сложенный меловыми терригенными угленосными отложениями мощностью до 5 км. К этому ярусу отнесены также угленосные отложения меловых межгорных впадин, распространенных вблизи тектонической границы Яно-Колымской и Индигиро-Колымской СНС.

Верхнемеловой структурный ярус объединяет верхнемеловые вулканические образования рифтогенной стадии Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса. Хангатасская свита, входящая в состав одноименного осадочно-вулканогенного комплекса, представлена в основном трахибазальтами, трахиандезибазальтами, также присутствуют щелочные лейцитовые базальты (трахибазальтовая формация). Здесь же выделяются пестрая плутоническая ассоциация пород хадаранского габбро-монцонит-сиенитового комплекса.

Позднемеловой континентальный рифтогенез проявился в рассеянной форме и на территории Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса в виде дайковых ареалов габбро-долеритовой формации (момский габбро-трахидолеритовый и саканьинский трахидолеритовый комплексы), а также грубообломочной континентальной молассы (встречнинская свита). Дайки, вследствие масштабных ограничений, на тектонической схеме не показаны.

К верхнемеловому ярусу отнесены распространенные в пределах Главного Колымского плутонического пояса ареалы даек и малых интрузий габбро, монцонитов, монцодиоритов, мельтейгитов хуламринского трахидолерит-монцодиоритового комплекса позднемелового возраста. Эти тела и ареалы также интерпретируются как зоны рассеянного континентального рифтогенеза.

Палеоген-неогеновый структурный ярус. Палеоген-неогеновые и плейстоценовые рыхлые отложения сконцентрированы в неотектонических впадинах и прогибах, объединенных в Момскую континентальную рифтовую систему. Отложения яруса характеризуются субгоризонтальным залеганием, с угловым несогласием перекрывают все более древние образования, знаменуют этап неотектонической активизации. Континентальные впадины Момской системы лежат на продолжении океанического хребта Гаккеля, параллельны ему и потому могут рассматриваться как континентальное продолжение границы зарождающейся дивергентной границы Евразийской и Северо-

Американской литосферных плит. По составу представляют собой континентальные угленосные терригенные молассы мощностью до 1,5 км.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ: СТРОЕНИЕ, ДИСЛОКАЦИИ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Доаккреционные структуры

Замечательной особенностью территории листа Q-55 является то, что представленный здесь агломерат террейнов, наиболее полно, чем где-либо отражает латеральную тектоническую зональность палеозоны перехода от Сибирского континента к древнему Пацифику. В направлении с юго-запада на северо-восток происходит характерная для подобных транзиталей смена геодинамических типов террейнов от континентальных к островодужным и океаническим. В этом направлении (с юго-запада на северо-восток) ниже ведется описание доаккреционных структур.

Яно-Колымская складчато-надвиговая система

Кулар-Нерский террейн пассивной континентальной окраины с таким названием выделен Л. М. Парфеновым [Nokleberg, Parfenov and others, 1994]. Выделялся также под названием Яно-Колымский террейн [Шпикерман, 1998]. Террейн расположен в юго-западном углу территории листа. Северо-восточная граница с Иньяли-Дебинским террейном проходит по системе крупных сдвигов: Чай-Юреинскому (с юга) и Курун-Агалыкскому (севернее), кулисно-смещенных поперечными разломами. Эти два разлома разбивают и деформируют более ранний крупный надвиг, который на соседнем с запада листе Q-54 выделяется под названием Чаркы-Индигирский, и именно этот надвиг следует рассматривать в качестве первичной границы Кулар-Нерского и Иньяли-Дебинского террейнов.

Низы разреза на территории листа представлены комплексом верхнепермских (геоидная свита) шельфовых и оползневых олистостромовых образований. Выше залегают мощные толщи триаса (ампирская, мекчергинская, алачубукская, эгеляхская, турахская, маршальская, таклаунская, тонорская, змейкинская свиты). Это в основном алевролито-песчаниковые отложения глубокого шельфа и континентального склона.

Внутреннее строение террейна на территории листа характеризуется преобладанием брахиформных складок северо-западного простирания, наиболее крупные из которых – Двойная и Нерская антиклинали, Тарагайская синклиналь. Поперечный размер складок – 15–25 км, протяженность составляет 40–50 км. Складки осложнены разломами северо-западного и северо-восточного направлений. По данным [Л. М. Парфенова и др., 2001], северо-западнее рассматриваемой территории, в центральной части Кулар-Нерского террейна распространены неоднократно деформированные изоклинальные складки северо-западного направления.

По своей природе осадочный комплекс Кулар-Нерского террейна является дистальным элементом Верхоянского осадочного клина восточной пассивной окраины Сибирского палеоконтинента, включая континентальный склон.

Однако явные признаки горизонтального перемещения этого блока вдоль крупных сдвигов, напряженная складчатость позволяют выделять его в качестве самостоятельного тектоно-стратиграфического террейна [Nokleberg, Parfenov and others, 1994].

Иньяли-Дебинский террейн межконтинентального рифта (микроокеана?) примерно соответствует традиционно выделявшемуся здесь Иньяли-Дебинскому синклинорию (мегасинклинорию). В качестве самостоятельного террейна он выделен на соседнем с юга листе P-55 [Государственная … , 2016]. Ранее рассматривался Л. М. Парфеновым [Тектоника … , 2001 и др.] в составе Колымо-Омолонского супертеррейна как часть Полоусно-Дебинского террейна аккреционного клина Уяндино-Ясачненской магматической дуги. Современные данные о положении и наклоне зоны субдукции Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса исключают возможность выделения аккреционного клина в рассматриваемой структуре.

Иньяли-Дебинский террейн отделяет Кулар-Нерский от Омулевского террейна Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системы. Северо-восточная граница перекрыта пластинами соседнего, Омулевского террейна по крупному Дарпирскому надвигу, осложненному и деформированному более поздними сдвигами (Момантай-Штурмовской, Улахан, Эрикитский разломы).

Террейн сложен преимущественно глубоководными тонкотерригенными осадками верхнего триаса, нижней и средней юры. Верхней части разреза (средняя юра) свойственна отчетливая флишоидная слоистость (мередуйская, момантайская, костерская свиты, ульбутаканская толща). Наличие во флишоидах градационной слоистости позволяет интерпретировать эти осадки как турбидиты. Наиболее глубоководные фации представлены нижнеюрскими кремнистыми породами и черными углеродистыми сланцами (рассланцованными аргиллитами) и туфогенными отложениями нижней юры (кадыкчанская свита). Осадочные толщи пронизаны участвующими в складчатости дайками нера-бохапчинского комплекса.

Площадь выхода террейна характеризуется контрастным знакопеременным магнитным полем. Осадочные толщи интенсивно дислоцированы, иногда изменены до уровня зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, вмещают многочисленные тела позднемезозойских магматических пород (батолиты, штоки, дайки). Совокупность всех данных позволяет рассматривать ранне-среднеюрские отложения Иньяли-Дебинского террейна в качестве наиболее глубоководного элемента триас-юрского рифтогенного морского бассейна с возможными участками в его ложе рассеянного спрединга. Таким образом, природа террейна предполагается как микроокеаническая. От открытого океана этот бассейн отделялся островной сушей, представленной ныне Омулевским террейном.

Внутреннее строение террейна сложное. На территории листа доминируют линейные складки северо-западного простирания с ундулирующими шарнирами, образующие на многих участках кулисообразные системы. Размах крыльев складок – 4–6 км, протяженность – от 15 до 50 км, а с учетом ундуляции шарнира и кулисных смещений протяженность может достигать 100 км. Нередко отмечаются опрокинутые складки юго-западной вергентности.

В осевой части террейна в направлении с юго-запада на северо-восток ярко проявлены две кулисные системы синклиналей северо-западного простирания. Первая представлена мульдами Костерской и Отворотнинской синклиналей, вторая – мульдами Туффитинской, Антогочанской, Мельтэхской синклиналей. Обе системы разделены единой Бурустахской антиклиналью. Мульды синклиналей в кулисах размещены так, что каждая из них, расположенная северо-восточнее, перекрывает северо-западный конец соседней с юго-запада мульды. Такое расположение осей складок указывает на то, что складчатость формировалась в режиме сжатия при правосторонних сдвиговых движениях. Сдвиговая природа деформаций подтверждается также многочисленными мелкими складками с субвертикальными шарнирами. Такой характер деформаций указывает на обстановку транспрессивного скольжения литосферных плит.

Индигиро-Колымская складчато-надвиговая система

Омулевский террейн пассивной континентальной окраины выделен Л. М. Парфеновым [Nokleberg and othes, 1994]. На рассматриваемой территории выступает в виде блока с надвиговым юго-западным ограничением. Чешуи террейна надвинуты на юрские толщи Иньяли-Дебинского террейна (Дарпирский надвиг) либо совмещены с ним по крупным сдвигам (Момантайско-Штурмовской, Улахан, Эрикитский разломы).

В основании разреза террейна – средне-верхнепротерозойские прибрежноморские кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты, метаморфизованные в зеленосланцевой фации (тромбонская, ивашкинская толщи). Выше со стратиграфическим перерывом залегают ордовикско-силурийские осадочные породы карбонатного шельфа, которые образуют почти непрерывный разрез мощностью до 8 км. В северо-восточной части террейна нижне-среднеордовикские отложения представлены более глубоководными карбонатно-глинисто-сланцевыми толщами, сформировавшимися в обстановке континентального склона [Мерзляков, 1971]. Верхнеордовикские вулканомиктовые отложения северо-восточной части террейна (вулканомиктовая толща) более всего отвечают обстановке задугового окраинноморского бассейна.

Отложения девона (до франского яруса включительно) характеризуют обстановку шельфа с многочисленными островами, рифогенными постройками и локальными глубоководными прогибами. Они представлены рифогенными известняками, карбонатными брекчиями, красноцветными калькаренитами, органогенными детритовыми известняками, обогащенными углеродом, глинисто-карбонатными ритмитами и др. На большей части террейна девонские толщи согласно лежат на красноцветных песчаниках, мергелях и доломитах пржидолия (мирненская свита, гармычанская толща), лишь на северо-востоке в их основании фиксируется небольшое угловое несогласие.

Отложения фамена и низов карбона в центральной части террейна также представлены карбонатными породами. Вся эта ассоциация осадочных отложений от низов ордовика до нижнего карбона – типичные образования карбонатного шельфа и континентального склона пассивной континентальной окраины. Большое сходство разрезов Омулевского террейна с одновозраст-

ными толщами Южного Верхоянья (хр. Сетте-Дабан) свидетельствует о том, что террейн является отторженцем погруженной окраины Палеосибири (Северо-Азиатского кратона).

Вдоль юго-западной границы террейна, начиная с отложений фамена и до нижнеюрских включительно, в разрезе доминируют относительно глубоководные кластогенные и кремнистые породы, в подчиненном количестве присутствуют туфы андезитов и базальтов, туффиты, туфопесчаники, известняки. Последние становятся преобладающими в верхнем турне. На прилегающей с юга территории листа P-55 верхнепалеозойские толщи (за исключением верхнепермских) насыщены силлами карбон-пермских долеритов и габбро-долеритов (тасканский габбро-долеритовый гипабиссальный комплекс), смятыми в складки вместе с вмещающими породами. Всю эту ассоциацию осадочных и магматических пород верхнего палеозоя – нижнего мезозоя скорее всего следует интерпретировать как сформировавшуюся на подводном склоне и у его подножия в субокеаническом бассейне, возникшем вследствие среднепозднепалеозойского рифтогенеза.

Сходные состав и природу имеют и верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения на северо-востоке террейна вблизи границы с Рассошинским террейном. Однако здесь мы имеем дело с континентальным склоном в сторону более древнего океанического бассейна (Палеопацифик).

Строение рассматриваемой части Омулевского террейна чешуйчато-надвиговое, с типичными элементами таких структур: опрокинутые складки, клиппены, тектонические окна и др. [Шпикерман В., Шпикерман Л., 1990]. Расположенные в промежутке между разломами Дарпир и Улахан надвиговые пакеты в совокупности составляют Урультунский аллохтонный блок, закартированный на соседнем с юга листе P-55 [Государственная … , 2016]. Клиновидный блок, заключенный между разломами Дарпир и Улахан на юге листа Q-55, несомненно, является продолжением этого аллохтона. Аллохтонная природа данного блока впервые была обоснована Б. И. Мальковым [1976]. Хорошая обнаженность, контрастная литология, обилие фаунистических остатков позволили достоверно задокументировать на этой территории многочисленные границы надвигов девонских отложений на юрские, триасовые и пермские; силурийских – на девонские; ордовикских – на силурийские и девонские и т. п. [Сотников и др., 1983ф; Хандожко и др., 1981ф; Шпикерман и др., 1981ф].

В связи с напряженной разрывной тектоникой пликативные структуры на территории Омулевского террейна выделяются довольно условно. К северо-востоку от разлома Улахан распространены широкие брахиформные и куполовидные антиклинали и разделяющие их более узкие синклинали. Самая крупная – Эльгенчак-Дарпир-Юряхская антиклиналь у южной рамки листа имеет куполовидное строение, более 40 км в диаметре. В ядре купола обнажаются верхнерифейские образования ивашкинской толщи. Далее на север антиклиналь приобретает брахиформную морфологию с удлинением в северо-западном направлении. В ядре обнажаются нижнеордовикские толщи (инаньинская свита). Ширина крыльев в этой части антиклинали составляет 20–22 км, оба крыла срезаны крупными сдвигами. Общая протяженность структуры – 130 км. Сходной морфологией характеризуются менее крупные

брахиантиклинали: Илинь-Юряхская (80 × 20 км), Эриехинская (30 × 20 км), Сибекеньинская (30 × 15 км). Разделяют их синклинали, ширина которых варьирует от 5 до 15 км, а протяженность в северо-западном направлении – от 50 до 75 км (Тарын-Юряхская, Снежненская синклинали). Крупная Тирехтяхская горст-антиклиналь протяженностью 70 км и шириной 10 км имеет асимметричное строение. На юго-западе она обрезана крупным разломом Дарпир практически вдоль ядра (в ядре обнажаются верхнекембрийские мраморизованные известняки куранахской толщи). Северо-восточное крыло также ограничено продольным разломом, в нем обнажаются верхнеордовикские и силурийские отложения.

В клиновидном блоке между разломами Дарпир и Улахан присутствуют осложненные разломами линейные складки северо-западного простирания: Харкинджинская (60 × 10 км) и Кривунская (40 × 12 км) антиклинали, разделенные Сернинской синклиналью (90 × 10 км).

Алазейско-Олойская складчато-надвиговая система

Рассошинский островодужный террейн (ордовикская островная дуга). Впервые выделен Л. М. Парфеновым как террейн океанической коры [Nokleberg and othes, 1994]. Поскольку определяющую специфику террейна составляют ордовикские островодужные комплексы, в данной работе он типизирован как островодужный. Юго-западная граница террейна выражена Сереченским надвигом, по которому образования террейна надвинуты на соседний, Омулевский террейн. Северо-восточная граница с Аргатасско-Поповкинским террейном также надвиговая (Арга-Тасский надвиг), но в данном случае в качестве паравтохтона выступает уже Рассошинский террейн.

В основании разреза Рассошинского террейна залегают кембрийские офиолитокласти ты (песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты), обломочный материал которых в основном представлен серпентинитами, а также яшмами, базальтами и другими породами офиолитовой ассоциации [Шпикерман, Мерзляков, 1988]. В яшмах встречены радиолярии [Кропачев и др., 1987]. Офиолитокласти ты перекрыты верхнекембрийско-тремадокской оползневой олистостромой (конгломератовая толща), состоящей из окатанных обломков кварцитов и крупных глыб известняков с верхнекембрийскими трилобитами. Большая часть разреза нижнего и среднего ордовика сложена глубоководными кремнисто-глинистыми граптолитовыми сланцами (иченская, горелышевская толщи), рассматриваемыми как осадочный слой океанического ложа. Для некоторых интервалов разреза характерно ритмичное переслаивание туфов, тефроидов и глинистых пород (биикская толща). В верхнем ордовике преобладают лавы и туфы калиевых базальтов, трахитов; местами наблюдаются мелководные вулканокластические песчаники. Ассоциация верхнеордовикских вулканогенно-осадочных отложений (шошонитов) отчетливо указывает на их островодужное происхождение [Лычагин и др., 1989].

Отложений силура в пределах Рассошинского террейна нет, они полностью выпадают из разреза. Дислоцированные ордовикские осадочно-вулканогенные толщи прорваны штоками трюлиньинского граносиенит-порфи-

рового комплекса силурийского возраста. Гранитоиды трюлиньинского комплекса являются индикаторами коллизии ордовикской островной дуги с пассивной окраиной Сибирского континента.

На ордовикских толщах трансгрессивно с угловым несогласием лежат шельфовые карбонатные и карбонатно-сланцевые отложения девона (гайская, сереченозернинская, голышевская свиты). Они представлены рифогенными известняками, углеродистыми сланцами с граптолитами и тентакулитами). Базальная гайская свита сложена конгломератами. В основании живета – пласт гипса и ангидрита (гипсоносная толща) мощностью до 400 м. Начиная с фамена, в разрезе появляются кремни и фтаниты. На уровне верхнего турне – нижнего визе доминируют органогенные известняки. Выше – почти непрерывный разрез от нижнего карбона до нижней юры включительно, в сложении которого участвуют кремни, яшмы, базальты, туфы базальтов, морские кластогенные и карбонатные породы, отвечающие известняково-кремнисто-глинистой турбидитной формации подножия континентального склона.

Преддевонское структурное несогласие распространяется на край соседнего Омулевского террейна, т. е. девонские карбонатные толщи являются перекрывающим комплексом, спаявшим Рассошинскую островную дугу с континентальным шельфом Палеосибири еще в начале девона. Исходя из этого, Рассошинский блок следует рассматривать как палеотеррейн в общем аккреционном агломерате террейнов территории.

Террейн характеризуется сложным чешуйчато-надвиговым строением с фрагментами отдельных складок. Относительно отчетливо проявлена лишь одна пликативная структура – Сереченская синклиналь, сложенная в ядре отложениями нижнего и среднего девона (на юге – до нижнего карбона), а крылья представлены осадочно-вулканогенными толщами ордовика. Для ядерной части синклинали характерны напряженные мелкие вертикальные складки; восточное крыло – в опрокинутом залегании.

Аргатасско-Поповкинский океанический террейн выделен В. И. Шпикерманом [1998]. Представляет собой сложный ансамбль тектонических чешуй, сложенных вулканическими и осадочными породами различного состава. На территории листа Q-55 литодинамические комплексы террейна обнажаются по обоим склонам хр. Арга-Тас. Террейн надвинут на Рассошинский террейн (Аргатасский надвиг), а с востока по надвигам частично перекрыт толщами верхней юры.

Наиболее древние части разреза – позднеэмсско-эйфельские океанические натриевые пиллоу-базальты и риолиты, перемежающиеся с кремнями, песчаниками и известняками. Осадочно-вулканогенные толщи пронизаны мелкими телами и дайками габбродалеритов, перидотитов и габбро раннего–среднего девона. Данная ассоциация вполне соответствует офиолитам (увязкинский базальт-трахириолитовый осадочно-вулканогенный комплекс, верхнеувязкинский пикрит-габбродолеритовый комплекс) [Гагиев, Лычагин, 1990; Мерзляков и др., 1987ф]. В виде отдельных пластин присутствуют фрагменты разреза морских осадков и вулканитов широкого возрастного диапазона от верхнего девона до верхней перми (ураданская, рогатинская, максуровская, лесновская толщи). Здесь установлены: трахибазальты туфы базальтов, аргиллиты, кремни, вулканокластические песчаники, известняки.

В осевой части хр. Арга-Тас – мощный (более 4000 м) разрез, представленный глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, филлитами, алевролитами и натриевыми трахибазальтами нижней перми (базальтовая и аспидная формации). Все перечисленные комплексы пород пронизаны многочисленными силлами и дайками долеритов, габбро-долеритов, пикритов, габбродиоритов и монцодиоритов того же возраста (верхнесахарымнанский пикрит-габбродолеритовый коп [Терехов, Дылевский, 1988; Мерзляков, Шпикерман и др., 1990]. Приведенный комплекс вполне соответствует комплексам океанической коры, образовавшейся скорее всего в задуговом спрединговом окраинном море.

Чешуйчато-надвиговое строение террейна не позволяет выделить в нем определенные пликативные структуры. В чешуях и пластинах мы наблюдаем лишь фрагменты таких структур в виде моноклиналей, с прямым и опрокинутым залеганием слоев. Самым крупным надвигом террейна на площади листа Q-55 является Ураданский надвиг, отделяющий резко разнофациальные отложения карбона–перми на западном и восточном склонах хр. Арга-Тас.

Алазейский островодужный террейн расположен на территории одноименного плоскогорья в верховьях р. Алазея и, по геофизическим данным, продолжается на восток под рыхлыми четвертичными отложениями. Выходы складчатых доаккреционных комплексов террейна окружены молодыми постаккреционными образованиями, вследствие чего непосредственных границ с другими террейнами на дневной поверхности не наблюдается.

В основании разреза обнажаются метаморфизованные базальты, кварциты, граувакки, кремнисто-глинистые сланцы, туфы основного и среднего состава позднедевонского–раннекаменноугольного возраста (кенкельдинская свита), среди которых присутствуют олистолиты докембрийских и нижнепалеозойских известняков и метабазальтов. В отложениях нижней части разреза террейна присутствуют глаукофановые и глаукофансодержащие сланцы [Лычагин и др., 1977]. Данная структурно-вещественная ассоциация интерпретируется как образования аккреционной призмы с фрагментами океанического ложа и олистостромами.

Выше с размывом и несогласием залегают граувакки, кремни и туфы среднего состава, содержащие остатки брахиопод и гониатитов карбона (хоппытская, отчегыйкудерайская, пологская свиты). Далее следуют дациты, альбитизированные риолиты, андезиты, андезибазальты, туфы, туффиты кремни перми (сылгыюряхская, кыллахская свиты, алазейская толща). Сходные осадочно-вулканогенные толщи, разделенные размывами и стратиграфическими перерывами, следуют выше по разрезу на уровне триаса и нижней юры. Вулканогенные образования ассоциируют с интрузиями плагиогранитов (раннекаменноугольный хоппыт-юряхский габбро-плагиогранитовый комплекс), сиенитов (среднепермский алазейский сиенит-порфировый комплекс), габброидов (пологинский габбродолеритовый комплекс позднего карбона – ранней перми).

Среднеюрские отложения перекрывают нижнеюрские и верхнетриасовые с некоторым структурным несогласием. Начинается разрез средней юры с горизонта верхнеааленских туфопесчаников и туфоалевролитов курунурийской свиты, которая с угловым несогласием перекрыта базальными конгломератами сюстинняхской свиты байоса. Выше сюстинняхской свиты в с раз-

мывами и горизонтами конгломератов следуют вулкано-терригенные песчаники, гравелиты, туффиты, пепловые туфы, конгломераты бата и келловея, а еще выше согласно залегают верхнеюрские песчаники и туфы среднего состава (абыгалахская, иккикюнняхская свиты).

Таким образом, каменноугольно-юрские структурно-вещественные комплексы террейна указывают на его островодужную природу (энсиматическая островная дуга). Однако существенное снижение вулканического материала в средне-верхнеюрском разрезе террейна, большое количество в нем конгломератовых прослоев указывает на прекращение в средней–поздней юре активного вулканизма и перехода дуги в состояние остаточной (невулканической) островной дуги. Рубеж перехода от активного островодужного режима к режиму остаточной дуги отмечен гранитоидами курун-юряхского комплекса.

Директивное направление внутренних структур террейна резко отличается от остальных террейнов. Общее направление структур – северо-восточное, совпадающее со структурным планом расположенных к северу от листа Q-55 террейнов в районах хр. Улахан-Сис. Осью террейна служит Кыллахская антиклиналь, в ядре которой по Безымянному и Кенкельдинскому разломам на дневную поверхность выведены наиболее древние отложения террейна: девонско-раннекаменноугольная кенкельдинская свита. Крылья сложены отложениями карбона–перми, триаса и юры. Продолжением антиклинальной зоны в западной части террейна (басс. р. Бадяриха) является Ортотирехтяхская антиклиналь, ядро которой сложено той же кенкельдинской свитой, а крылья осложнены надвигами.

Постаккреционные структуры

Постаккреционный этаж представлен перекрывающими и сшивающими комплексами, начиная с молассовых отложений среднеюрского (бат-келловейского) возраста, залегающих в основании Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. Однако формирование коллажа террейнов не было одновременным; участками происходила дисперсия отдельных террейнов или ранее сформированных их агломератов, поэтому нижняя граница постаккреционного перекрывающего комплекса на территории листа скользяще-ступенчатая и изменяется от середины юры до нижнего мела. Более того, сам постаккреционный комплекс неоднороден по своей природе и обладает собственной структурной и формационной зональностью. Для того чтобы подчеркнуть первичную природу этой зональности, отдельные структурные элементы постаккреционного этажа названы и описываются в их палеотектоническом определении.

Восточно-Азиатская система окраинно-континентальных вулканических и плутонических поясов

Уяндино-Ясачненский вулканогенный пояс выделен В. Т. Матвеенко [1960]. В пределах рассматриваемой территории пояс проявлен наиболее полно. Основная его часть размещается на фундаменте, состоящем из склад-

чато-надвиговых структур Индигиро-Колымской и Алазейско-Олойской систем. Вместе с тем, отдельные вулканоструктуры пояса «выплеснулись» за их пределы и наложены на образования Иньяли-Дебинского и даже Кулар-Нерского террейнов Яно-Колымской системы.

Внутреннее строение пояса характеризуется сочетанием протяженных прогибов (грабенов), выполненных морскими вулканогенно-осадочными толщами, с рядом близких по возрасту локальных наземных вулканоструктур. Структуры того и другого типа «вложены» в дислоцированный цоколь, состоящий из пород террейна-хозяина. В окраинной северо-восточной части Иньяли-Дебинского террейна поясовые вулканиты располагаются на нижележащих толщах также со структурным несогласием. Однако одновозрастные с ними позднеюрские кластогенные породы в центральной части террейна наращивают общий морской разрез уже без перерыва и несогласия. Таким образом, в течение среднеюрской амальгамации террейнов деформирован был лишь край ложа бассейна, отделявшего Омулевский микроконтинент от Сибири.

Замечательной чертой Уяндино-Ясачненского пояса является его отчетливая поперечная магматическая зональность, наиболее детально изученная Е. Ф. Дылевским [1988, 1994]. На территории листа Q-55 эта зональность проявлена наиболее контрастно. В направлении с северо-востока на юго-запад, т. е. от палеоокеана к Сибирскому палеоконтиненту наблюдается последовательная латеральная смена вулканических ассоциаций. Если на северо-востоке, на склонах хр. Арга-Тас развиты келловей-оксфордские и оксфорд-кимериджские комплексы с очень высокой ролью в их составе основных пород, то на юго-западе в осевой части пояса (хр. Гармычан) объем базитов заметно уменьшается за счет вулканитов кислого и среднего состава. Еще далее к юго-западу в истоках рек Сугун и Тирехтях распространены уже почти исключительно вулканиты кислого и среднего состава. В этом же направлении происходит постепенное омоложение преобладающей части вулканических пород, обогащение калием и снижение количества натрия в породах с одинаковым содержанием кремнезема, увеличение коэффициента агпаитности. Характер поперечной магматической зональности внутрипоясовых вулканогенно-осадочных и осадочных бассейнов и морфологии вулканических структур позволили выделить в составе Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса Илиньтасскую и Дарпирскую тектоно-магматические зоны и Илиньтасский преддуговой прогиб.

Илиньтасская тектоно-магматическая зона (ТМЗ) выделена Е. Ф. Дылевским [1988]. Зона занимает северо-восточную часть Уяндино-Ясачненского пояса и характеризуется преимущественно базальтоидным вулканизмом. На территории листа вулканиты Илиньтасской ТМЗ вскрыты в его юго-восточной части. Севернее они перекрыты осадочными толщами Илиньтасского преддугового прогиба. Основу зоны составляет илиньтасская группа риолит-базальтовых осадочно-вулканогенных комплексов, включающая одноименную серию мощностью до 3 км, экструзивные и субвулканические образования. По данным Е. Ф. Дылевского [Мерзляков и др., 1987ф; Шпикерман и др., 1991ф; Дылевский 1994], в пределах Илиньтасской ТМЗ с северо-востока на юго-запад выделяются комплексы келловейско-оксфордский

натриевых трахибазальтов и келловейско-кимериджский базальт-риолитовый. Принадлежность базальтоидов к натриевой серии, другие петрохимические особенности, а также ассоциации вулканитов с осадочными породами позволили Е. Ф. Дылевскому [1994] вполне обоснованно соотнести перечисленные комплексы с хорошо известными эвгеосинклинальными формациями натриевых базальтов повышенной щелочности и контрастной натриевых базальтов–риолитов соответственно [Магматические … , 1979]. В современном понимании комплекс натриевых базальтов отвечает базальтоидам океанической коры, возможно, спрединговое окраинное море, Наиболее вероятная обстановка формирования контрастного комплекса – вулканогенный прогиб на границе скольжения океанической и континентальной плит (трансформная граница).

Экзотическим элементом Илиньтасской зоны является Рассошинский массив лейкогранитов, гранитоиды которого являются крайними дифференциатами бимодальной внутриплитной базальт-риолитовой серии, формировавшейся в келловее в обстановке задугового рифта (задугового спрединга?) либо в обстановке трансформного взаимодействия плит.

Строение Илиньтасской ТМЗ характеризуется сочетанием обширных прогибов и линейных грабенов (Элекчанский и Гармычанский (северная часть), выполненных морскими вулканогенно-осадочными толщами. Обращает на себя внимание приуроченность базальтоидов комплекса натриевых трахибазальтов к широким прогибам, а вулканитов контрастного комплекса – к линейным грабенам. Большая часть Илиньтасской ТМЗ размещается в пределах Рассошинского и Аргатасско-Поповкинского террейнов, однако юго-западное крыло зоны захватывает и край Омулевского террейна. Вулканогенные грабены и прогибы наложены на дислоцированный цоколь, состоящий из пород террейна-хозяина. Несмотря на наложенный характер структур Илиньтасской СФЗ, они характеризуются сложным внутренним строением. В них наблюдается напряженная складчатость, углы залегания осадочно-вулканогенных пачек достигают 60–70°, нередко отмечается опрокинутое залегание пластов. Крылья крупных складок осложнены разломами, а ядра – дополнительными складками мелкого порядка. Углы наклона крыльев дополнительных складок варьируют от 20 до 80°. Некоторые фрагменты вулканогенных прогибов надвинуты на древние палеозойские толщи террейнов. Характер деформаций указывает на направление давления с северо-востока на юго-запад.

Дарпирская тектоно-магматическая зона также выделена Е. Ф. Дылевским [1988]. Она размещается юго-западнее Илиньтасской ТМЗ, граничит с последней по серии крупных разломов северо-западного простирания. Зона характеризуется развитием вулканитов среднего и кислого состава (улаханчистайская группа андезит-риолитовых осадочно-вулканогенных комплексов), а также гранитоидов пестрого состава (сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический и хараулахский гранит-порфир-сиенит-порфировый гипабиссальный комплексы).

Внутреннее строение Дарпирской зоны характеризуется сочетанием протяженных прогибов, выполненных морскими осадочно-вулканогенными толщами, с рядами близких по возрасту локальных наземных вулканоструктур.

Структуры того и другого типа «вложены» в дислоцированный цоколь, состоящий из пород террейна-хозяина, которые с размывом и структурным несогласием перекрыты отложениями зоны. Большая ее часть размещается в пределах Омулевского террейна. В окраинной северо-восточной части Иньяли-Дебинского террейна поясовые вулканиты располагаются на нижележащих толщах также со структурным несогласием. Однако одновозрастные с ними позднеюрские кластогенные породы в центральной части террейна наращивают общий морской разрез, но с менее выраженным перерывом и несогласием. Таким образом, в течение среднеюрской амальгамации террейнов деформирован был лишь край ложа бассейна, отделявшего Омулевский микроконтинент от края Сибирского палеоконтинента.

Крупнейшими вулканогенными прогибами Дарпирской зоны являются Гармычанский грабен (южная часть) и Сумуно-Урультунский. В разрезах морских вулканогенных прогибов участвуют толщи переслаивания эффузивных покровов и потоков, морских кластогенных и глинистых осадков, разнообломочных туфов и туффитов. Роль пирокластики значительна, иногда преобладающая. Субвулканические тела часто представлены межпластовыми залежами.

Разрезы наземных вулканоструктур сложены в основном туфогенными породами. Обычно в них широко распространены субвулканические и экструзивные образования (штоки, дайки, некки и др.) и брекчиевые тела. В основном вулканиты зоны принадлежат к известково-щелочной серии, по данным фаунистических определений, их возраст – от оксфорда до титона включительно.

Внутреннее строение вулканогенных прогибов менее сложное, чем в Илиньтасской ТМЗ, однако и здесь наблюдается довольно напряженная складчатость и разломная тектоника. Особенно интенсивная складчатость наблюдается вблизи крупных разломов.

Магматическая зональность Дарпирской ТМЗ вполне отчетливая, хотя и менее контрастная по сравнению с Илиньтасской. С северо-востока на юго-запад в пределах зоны Е. Ф. Дылевским [Мерзляков и др., 1987ф] выделены оксфорд-раннетитонский риолит-андезитовый, кимеридж-титонский трахириолит-риолитовый (сумунская свита), титонский риолит-дацитовый (серганьинская свита) комплексы. Первый из перечисленных комплексов отвечает последовательно дифференцированной андезит-дацит-риолитовой группе формаций, распространенной в зрелых вулканических дугах и окраинных вулканических поясах. Учитывая субаквальный характер вулканитов этого комплекса, он отнесен к островодужному. Островная дуга возникла на континентальном блоке – Омулевском микроконтиненте (энсиалическая островная вулканическая дуга). Более поздние трахириолит-риолитовый и риолит-дацитовый комплексы, спаивающие края Омулевского и Иньяли-Дебинского террейнов, по геодинамической природе отвечают окраинным поясам.

Описанный латеральный формационный ряд позволяет интерпретировать Дарпирскую ТМЗ Уяндино-Ясачненского пояса на начальном этапе (до раннего кимериджа включительно), как надсубдукционную структуру, формировавшуюся в обстановке энсиалической островной дуги. Принципиальное значение здесь имеет решение вопроса о положении и направлении падения

палеозоны Беньофа. Данные о магматической зональности не позволяют помещать эту зону в иное место, кроме как к северо-востоку (в современных координатах) от основного фрагмента ТМЗ, с наклоном сейсмофокальной плоскости на юго-запад. Такая позиция зоны ранее была обоснована М. И. Гедько [1988]. На заключительном этапе (со второй половины кимериджа) зона развивалась либо по типу активной континентальной окраины с глубоким проникновением отдельных вулканоструктур в глубь континента, либо как магматическая дуга трансформной континентальной окраины.

Илиньтасский преддуговой прогиб (Илиньтасский прогиб, Илиньтасский антиклинорий) сложен туфогенно-терригенными отложениями флишоидной формации (бастахская серия), перекрывающими или частично замещающими вулканогенные толщи Илиньтасской и Дарпирской ТМЗ. В сложении прогиба участвуют черные аргиллиты, тонкослоистые алевролиты, полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, туффиты с редкими прослоями внутриформационных конгломератов. Характерна градационная и косая слоистость, знаки ряби, оползневые текстуры, пиритовые конкреции, отпечатки растений и рыб, свидетельствующие о преимущественно морском происхождении рассматриваемых отложений. Общая мощность осадочных толщ достигает 8 км. Отложения бастахской серии согласно перекрывают вулканиты илиньтасской свиты. По стратиграфическому положению и данным спорово-пыльцевых анализов возраст флишоидов определяется титоном. Накопление столь мощных осадков за относительно короткий период времени говорит об их формировании в обстановке быстрого компенсированного прогибания морского дна. Все толщи смяты в крупные линейные и брахиформные складки, осложненные более мелкими дислокациями и продольными разломами преимущественно взбросового или сбросо-сдвигового характера. Наиболее крупная Верхнебалаганнахская антиклинальная зона находится в осевой части структуры, вследствие чего она часто выделяется на тектонических картах под названием «Илиньтасский антиклинорий».

Илиньтасский прогиб является производным развития Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса, о чем говорят наличие в осадочных толщах вулканомиктовых и туфогенных отложений и присутствие на прилегающих территориях синхронных вулканических образований. К западу от рассматриваемой территории на площади листа Q-54 выделена левокыринская осадочно-вулканогенная толща титонско-берриасского возраста [Данилов, 1984]. Синхронны бастахской серии и верхние элементы разреза улахан-чистайской группы осадочно-вулканогенных комплексов (серганьинская свита) на юго-западе Дарпирской ТМЗ. На основании этих данных, учитывая положение и наклон палеозоны субдукции Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса в поздней юре, Илиньтасский прогиб рассматривается либо как преддуговой прогиб Дарпирской магматической дуги, либо как турбидитовый бассейн трансформной континентальной окраины Сибири.

Данный структурный элемент традиционно рассматривался то как Илиньтасский антиклинорий, то как Илиньтасский прогиб.

Главный колымский плутонический пояс размещается к юго-западу от Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса и в целом конформен последнему. Гранитоидные массивы и ареалы даек Главного колымского пояса раз-

мещаются в основном в пределах Иньяли-Дебинского террейна, в меньшей степени – Кулар-Нерского. В состав пояса на территории листа входят интрузивные тела позднеюрских колымского и тас-кыстабытского плутонических комплексов. Пространственно с поясом совпадают ареалы распространения более ранних даек нера-бохапчинского гипабиссального комплекса и тел более позднего (позднемелового) хуламринского гипабиссального комплекса. Возраст магматических образований пояса, по данным современных изотопно-геохронометрических измерений, заключен в интервале 165–144 млн лет (келловей–титон), что практически точно соответствует времени формирования вулканитов Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. Описание плутонических и гипабиссальных комплексов приведено в гл. «Магматизм».

Крупные плутоны колымского комплекса по составу являются переходными от I к S типу. Многие авторы относят их к коллизионным гранитам. Однако гранитоидные плутоны этого комплекса не имеют структурных признаков типичных гранитов коллизионного происхождения. Вокруг плутонов совершенно отсутствует гнейсо-мигматитовое обрамление, а окружающий их метаморфизм представлен обычными роговиковыми фациями. Отсутствуют признаки анатектического переплавления и метасоматической гранитизации вмещающих пород; в гранитах не наблюдается ориентированных текстур. Близость изотопного возраста пород этого комплекса с вулканитами Дарпирской зоны Уяндино-Ясачненского пояса, сходные петрохимические и геохимические характеристики колымских гранитоидов с позднекимеридж-титонским риолит-дацитовым комплексом указывают на их совместное формирование. Наиболее реалистичной моделью формирования пояса в целом является модель формирования при сдвиговом взаимодействии литосферных плит (трансформные окраины калифорнийского типа по А. И. Ханчуку [Ханчук и др., 1997]). Важным индикатором таких обстановок является «пестрый» магматизм, характеризующийся развитием одновозрастных плутонических комплексов различных геохимических типов. В составе Главного Колымского пояса на территории листа присутствуют позднеюрские граниоиды I-типа (тас-кыстабытский гранодиорит-гранитовый комплекс), граниты S-типа (высокоглиноземистые граниты колымского комплекса). К югу от рассматриваемой территории в составе пояса присутствуют гранитоиды А-типа (негаяхский комплекс умереннощелочных гранитов), а также тела базит-ультрабазитового состава (сохатинский верлит-габбровый комплекс) [Государственная … , 2016].

В результате трансформного взаимодействия тектонических плит возникают транспрессивные структуры, сочетающие в себе многочисленные сдвиги и надвиги, пронизанные магматическими телами. Структурная обстановка в границах Главного Колымского плутонического пояса отвечает такому типу структур. Обстановка скольжения сменяет во времени надсубдукционную обстановку активной континентальной окраины, в других случаях эти две обстановки могут сменять друг друга по простиранию.

Джахтардах-Олойский вулканогенный пояс выделен в конце прошлого века геологами НПО «Аэрогеология» в процессе создания Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 второго поколения (новая серия). Ранее цепь северо-западного направления меловых вулканогенных прогибов, начинавшаяся в междуречье Омолон–Бол. Анюй, принималась не

более чем за ответвление Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Однако масштабы этой цепи, протягивающейся от Приохотья до побережья Северного Ледовитого океана, более древний возраст вулканитов в ней дали основания выделить самостоятельный вулканогенный пояс. На территории листа Q-55 находится лишь небольшой фрагмент пояса, так называемый «Алазейский ареал». В литературе эта часть пояса известна также под названием «Алазейско-Индигирская вулканическая зона» [Тектоника … , 2001]. Поскольку в настоящей работе эта зона рассматривается как один из элементов более сложной палеогеодинамической модели, она названа Алазейско-Индигирской тектоно-магматической зоной.

Вторым элементом Джахтардах-Олойского пояса на территории листа является Индигиро-Зырянский преддуговой прогиб. Это нетрадиционная для данной территории конструкция обосновывается ниже при описании обоих структурных элементов.

Алазейско-Индигирская тектоно-магматическая зона. В основании ТМЗ на территории листа Q-55 залегает нижнемеловая нельканская свита, сложенная преимущественно андезитами, андезибазальтами, их туфами, реже риолитами и дацитами. Вулканиты относятся к известково-щелочной магматической серии [Тектоника … , 2001]. Свита со структурным несогласием перекрывает палеозойские и юрские дислоцированные толщи Алазейского террейна. Вулканиты нельканской свиты комагматичны гранитоидам дойдинского гранит-гранодиоритового комплекса. На основании найденных остатков наземной флоры свита сопоставляется по возрасту с нижнемеловыми ожогинской и силяпской свитами, известными к юго-западу от Индигиро-Колымской ТМЗ в составе Индигиро-Зырянского прогиба. Наземный характер вулканизма, состав вулканических пород (известково-щелочная серия) позволяют отнести вулканиты нельканской свиты к андезитовой и риолитовой формациям окраинно-континентальных поясов. К тому же геодинамическому типу относятся и гранитоиды дойдинского комплекса (гранит-гранодиоритовая формация).

Нельканская свита перекрывается осадочно-вулканогенными кадылчанской и североседедемской свитами, являющимися почти полными возрастными аналогами буоркемюсской свиты Индигиро-Зырянского прогиба (альб). Вулканиты этих свит представлены риолитами, трахидацитами, трахириолитами, трахиандезитами. По данным Н. В. Цуканова, С. Д. Соколова [2019], они принадлежат к известково-щелочной серии континентальных вулканических дуг. Таким образом, в нижнемеловом ярусе Алазейско-Индигирской ТМЗ выявляется типичная для надсубдукционных магматических дуг окраинно-континентальных поясов гомодромная андезит-риолитовая серия вулканитов. Положение палеозоны субдукции для данной структуры определяется интенсивными положительными магнитной и гравитационной аномалиями, совпадающими с кайнозойскими Ожогинской и Абыйской впадинами. Наклон зоны субдукции при этом на северо-восток (в современных координатах) под Алазейский террейн. Расположенные на юго-западном борту упомянутых кайнозойских впадин нижнемеловые угленосные отложения (Индигиро-Зырянский прогиб) являются фрагментом слегка смещенного на юго-запад преддугового прогиба.

Верхнемеловые образования Алазейско-Индигирской ТМЗ представлены хангатасским трахиандезит-базальтовым осадочно-вулканогенным комплексом, в состав которого входит хангатасская свита (базальты, трахибазальты, трахиандезиты, реже щелочные базальты) и субвулканические тела того же состава. Комплекс относится к трахибазальтовой формации. По данным Н. В. Цуканова, С. Д. Соколова [2019], базальты хангатасской свиты относятся к толеитовой серии вулканитов рифтов. Венчают разрез зоны потоки лейцитовых базальтов. Породы обладают высокой щелочностью и титанистостью [Тектоника … , 2001]. С этим же этапом развития ТМЗ связаны интрузивы хадаранского габбро-монцонит-сиенитового комплекса. Описанная ассоциация магматических пород повышенной щелочности отражает рифтогенный этап развития континентального Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса.

Индигиро-Зырянский преддуговой прогиб. В такой палеогеодинамической интерпретации Индигиро-Зырянский прогиб представляется впервые. Образования прогиба выходят на дневную поверхность из-под кайнозойских отложений Ожогинской и Абыйской впадин вдоль северо-восточного края позднеюрского Илиньтасского преддугового прогиба. От последнего он отделяется надвигом северо-восточной вергентности. Структура сложена нижнемеловыми континентальными озерно-болотными и прибрежно-дельтовыми угленосными отложениями (песчаниково-алевролитовая угленосная формация). Участие континентальных угленосных прогибов в качестве преддуговых в надсубдукционных структурах не редкость. Таковые, например, описаны для меловой островодужной системы Восточно-Сахалинской складчато-надвиговой зоны [Гранник, 1990]. На связь Индигиро-Зырянского прогиба с Алазейско-Индигирской тектоно-магматической зоной Джахтардах-Олойского пояса указывают пространственная близость этих структур, близкий структурный план, одновозрастность стратифицированных образований. Выходящие на дневную поверхность угленосные отложения ожогинской, силяпской и буоркемюсской свит представляют собой лишь фрагмент преддугового прогиба. Большая его часть, по-видимому, погребена под кайнозойскими образованиями. Отложения прогиба смяты в пологие брахиформные складки, осложненные надвигами северо-восточной вергентности. Углы падения пластов в надвиговых пластинах – 25–30°.

Кайнозойские континентальные рифты

Момская рифтовая система на территории листа представлена своей центральной частью и являет собой серию рифтогенных кайнозойских впадин в основном северо-западного простирания. Впадины на современной дневной поверхности разделены блоковыми поднятиями, выраженными горными хребтами. Наиболее крупные впадины (с юго-запада на северо-восток): Делянкирская, Улахан-Чистайская, Момо-Селенняхская, Ожогинская, Абыйская. Последние две образуют единую структуру северо-западного направления, известную как Зырянский прогиб [Тектоника … , 2001]. Кайнозойские отложения впадин представлены песками, глинами, галечниками, валунниками, прослоями бурых углей и лигнитов. По генезису это флювиальные,

пролювиальные, озерные образования. Впадины ограничены ступенчатыми, иногда листрическими сбросами. Внутренние деформации незначительные, однако в юго-западном борту Зырянского прогиба наблюдаются надвиги.

В строении Момской рифтовой системы по времени заложения впадин наблюдается определенная асимметрия. Разрезы самых восточных впадин Абыйской и Ожогинской начинаются с палеоцена и олигоцена (саканьинская, эльгандинская, даркылахская свиты). В расположенной к юго-западу Момо-Селенняхской впадине – с начала миоцена. Еще юго-западнее, в Улахан-Чистайской и Делянкирской впадинах достоверно установлены только верхнемиоценовые отложения.

Момская рифтовая система скорее всего является континентальным продолжением океанического хр. Гаккеля и в этом отношении представляет собой зарождающуюся дивергентную границу Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. При этом ось дивергенции с течением времени смещалась с северо-востока на юго-запад.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Границы террейнов

Крупными разломами ограничены тектоно-стратиграфические террейны и крупные элементы внутри террейнов. Аккреционное строение территории, с участием сдвиговых транспрессионных структур, предопределяет широкое распространение крупных надвигов, сдвигов и аллохтонных блоков.

Аргатасский разлом с юго-запада ограничивает Аргатасско-Поповкинский террейн. Непосредственно в обнажениях разлом не наблюдался. Выделяется по резкой смене разноформационных комплексов Рассошинского и Аргатасско-Поповкинского террейнов. В северо-западной части разлом характеризуется крутым залеганием, к юго-востоку выполаживается, на основании чего можно сделать вывод, что здесь мы имеем дело с деформированным надвигом. Первичная надвиговая природа Аргатасского разлома подчеркивается и тем, что перед его фронтом в теле паравтохтона прекрасно наблюдаются в коренных обнажениях и надежно картируются мелкие побочные надвиги (Булкутский надвиг).

Сереченский разлом – граница Омулевского и Рассошинского террейнов. В районе руч. Шумный (левый приток р. Рассоха) разлом проводится по подошве офиолитокластитовой толщи кембрия. По материалам визуальных наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков разлом интерпретируется как пологий надвиг, по которому нижнепалеозойские образования Рассошинского террейна надвинуты на средне-верхнепалеозойские толщи Омулевского террейна. Надвиговый характер разлома подтверждается и тем, что в его ближайшем тылу отчетливо фиксируются мелкие побочные надвиги юго-западной вергентности.

Разломы *Дарпир и Момантайско-Штурмовской* являются юго-западным ограничением Омулевского террейна. Оба представляют собой пологие деформированные надвиги, по которым блоки карбонатных и терригенных пород Омулевского террейна надвинуты на юрские терригенные толщи Иньяли-

Дебинского террейна. Надвиговая природа разлома Дарпир достоверно установлена непосредственно в обнажениях и задокументирована при вскрытии зоны разлома в канавах немного южнее южной рамки листа Q-55 [Сотников, Шпикерман и др. 1983ф; Шпикерман, 1998].

Чай-Юреинский разлом является юго-западной границей Иньяли-Дебинского террейна вблизи южной рамки листа. По данным геофизических исследований, представляет собой выполаживающийся на глубине взбросо-сдвиг.

Курун-Агалыкский разлом является северо-западным продолжением Чай-Юреинского разлома и также ограничивает Иньяли-Дебинский террейн с юго-запада.

Чаркы-Индигирский надвиг ограничивает Иньяли-Дебинский террейн с юго-запада вблизи западной рамки листа. Надвиг выделен и описан на соседней территории листа Q-54. Нижне-среднеюрские отложения по надвигу полого перекрывают верхнетриасовые толщи Кулар-Нерского террейна. Плоскость надвига повсеместно располагается субпараллельно слоистости юрских отложений висячего крыла. Шов надвига сопровождается зонами тектонических брекчий, милонитов; дислокационным метаморфизмом пород паравтохтона (рассланцевание до филлитовых сланцев).

Крупнейшие структурообразующие разломы внутри террейнов

Ураданский разлом разграничивает два района, сложенные одновозрастными осадочно-вулканогенными образованиями, существенно различающимися фациально и в мощностях внутри Аргатасско-Поповкинского террейна. Этот крупный взброс, переходящий в надвиг, наблюдался в осевой части хр. Арга-Тас [Мерзляков и др., 1987ф]. По разлому нижнепермские толщи восточного склона хребта приведены в соприкосновение с другими толщами верхов палеозоя, а также верхней юры, распространенными на западных склонах хребта. Обнаженные на западных склонах породы магарской свиты, рогачевской, максуровской и лесновской толщ, последовательно сменяя друг друга, образуют моноклиналь, разбитую продольными разломами на ряд блоков и осложненную местами мелкими складками. Во многих случаях здесь фиксируется опрокидывание толщ к северо-востоку, что не свойственно территориям Аргатасско-Поповкинского и Рассошинского террейнов, поскольку для них в целом характерна юго-западная вергентность складок. Обращает на себя внимание несоответствие в простирании верхнепалеозойских карбон-пермских толщ западных склонов хр. Арга-Тас, с одной стороны, и восточных склонов с другой. Охарактеризованная выше моноклиналь более «развернута» к юго-западу, под острым углом к Ураданскому надвигу. При этом характерно, что надвиг ориентирован практически параллельно простиранию слоев восточных склонов [Мерзляков и др., 1987ф].

Разлом Улахан – крупный постаккреционный крутопадающий линейный разлом, пересекающий по диагонали Омулевский террейн. На территории листа Q-55 находится его северо-западное окончание, где он сливается с разломом Дарпир и далее, уже в пределах Иньяли-Дебинского террейна прослеживается под названием «Эрикитский разлом». Структурный анализ блоков по обе стороны разлома позволил установить, что Улахан представляет собой

левосторонний сдвиг с амплитудой перемещений 35–40 км [Мальков, 1976]. Пересекая Омулевский террейн, разлом разделяет его на части с разным стилем складчатости. К северо-востоку от Улахана наблюдаем широкие брахиформные и куполовидные складки. К юго-западу в клиновидном блоке между разломами Дарпир и Улахан более напряженная линейная складчатость, а непосредственно вдоль шва Улахана – небольшие тектонические покровы.

Эрикитский разлом является продолжением разлома Улахан в пределах Иньяли-Дебинского террейна. Его постаккреционный характер определяется тем, что он пересекает гранитные массивы Главного Колымского плутонического пояса, а вблизи западной рамки территории срезает часть пластины Дарпирского надвига.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ*

Глубинная структура территории рассматривается на основе схемы глубинного строения листа Q-55, построенной по материалам:

– комплекта карт геофизической основы Геологической карты Российской Федерации по листу Q-55 (р. Мома);

– опорного геолого-геофизического профиля (ОГГП) 3-ДВ (Северо-восточный участок), пройденного южнее листа Q-55 [Государственная … , 2016];

– карты мощности земной коры Циркумполярной Арктики [Шокальский, Кашубин, 2011ф];

– схемы рельефа кристаллического фундамента Северо-Востока Азии масштаба 1 : 2 500 000 [Мильштейн, 2016ф];

– схемы латеральных изменений средней плотности в консолидированной коре Северо-Востока Азии масштаба 1 : 2 500 000 [Мильштейн, 2016ф];

– схемы районирования Российской Арктики на основе комплексной интерпретации потенциальных полей и сейсмических данных масштаба 1 : 5 000 000 [Шокальский, 2014ф].

Ранее созданная карта мощности земной коры Циркумполярной Арктики [Шокальский, Кашубин, 2011ф] была отредактирована и детализирована на основе материалов по ОГГП 3-ДВ и серии расчетных профилей [Мильштейн, 2016ф].

Положение подошвы складчатого комплекса оценивалось по оригинальной методике [Мильштейн, 2016ф], в основу которой положено предположение, что верхние кромки латерально контрастных плотностных образований приурочены к единой поверхности, и она является кровлей кристаллической коры (подошвой складчатого комплекса). Расчеты выполнены методом деконволюции Вернера и Эйлера, а также применен метод SPI, который используется в пакете Oasis Montaj (Geosoft). Положение подошвы складчатого комплекса прошло проверку и корректировку по априорным данным (сейсмические разрезы, схема мощности осадочного чехла, общегеологические представления).

* Раздел написан при участии Е. Д. Мильштейн и В. Н. Мухина (ВСЕГЕИ).

Определение средней плотности консолидированной коры выполнено на основании расчета геологической редукции («стриппинга») по материалам комплексной редукции поля силы тяжести «Буге-Фая». Геологическая редукция выполнялась в трехмерной постановке с использованием модуля GMSYS-3D пакета «Oasis Montaj» («GEOSOFT») и состояла из нескольких процедур последовательного исключения гравитационного эффекта от водной толщи, осадочных отложений, рельефа подошвы земной коры, неоднородностей верхней мантии до глубины 140 км. Результатом явился гравитационный эффект от плотностных неоднородностей земной коры, в последующем трансформированный в латеральное изменение плотности земной коры [Мильштейн, 2016ф].

В отличие от предыдущей версии [Шокальский, 2014ф], на схеме районирования уточнены границы аномальных провинций и областей, а также введены блоки более высоких порядков. В качестве основы использована схема классификации потенциальных полей, созданная с использованием модуля «интерактивная классификация» комплекса «КОСКАД-3D», при районировании учитывались и параметры глубинного строения: мощность земной коры, мощность консолидированной коры (рис. 17).

Анализ указанных геофизических материалов позволил установить следующие особенности глубинного строения территории.

Подошва земной коры (граница Мохо). По гравиметрическим данным, с учетом данных ГСЗ и МОВ ОГТ, выполненных на ОГГП 3ДВ к югу от рассматриваемой территории, граница Мохо распространяется на глубинах от 47 до 37 км. Наиболее глубокое залегание границы Мохо устанавливается в юго-западной части территории, минимальная глубина – в северо-восточной части. Наблюдается отчетливая общая тенденция погружения нижней границы земной коры с северо-востока на юго-запад в глубь континента. Наиболее резкое погружение границы Мохо наблюдается в юго-западной четверти листа, что отражается высокоградиентной гравитационной ступенью в этой части территории. Центральная и северо-восточная части территории листа характеризуются относительно ровной поверхностью Мохо, полого воздымающейся на северо-восток от 42 до 37 км.

Подошва складчатого комплекса. Под складчатым комплексом понимается верхний слой земной коры от поверхности до гранитно-метаморфического слоя. Складчатый комплекс представлен неметаморфизованными и слабометаморфизованными (до средних ступеней зеленосланцевой фации) осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными отложениями, а также прорывающими их массивами изверженных пород.

Подстилающий гранитно-метаморфический слой традиционно отождествляется с раннедокембрийскими глубоко метаморфизованными образованиями фундамента древних кратонов. На рассматриваемой территории такой фундамент может присутствовать только в пределах Кулар-Нерского и Омулевского террейнов пассивной континентальной окраины. К появлению физических характеристик, отвечающих гранитно-метаморфическому слою в складчато-надвиговых областях, могут привести процессы метаморфизма и магматизма в толщах любого возраста. Изменение физических параметров осадочных пород, позволяющих их интерпретировать как гранитно-метаморфический слой,

происходит при метаморфизме, начиная с эпидот-амфиболитовой фации, при мигматизации и гранитизации.

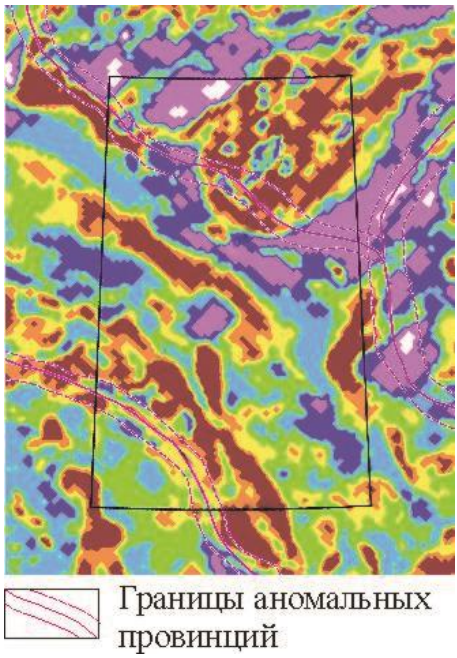


Рис. 17. Схема комплексного районирования потенциальных полей (интерактивная классификация с границами глубинного районирования *(составлена Е. Д. Мильштейн, В. Н. Мухиным*).

Наиболее глубокое залегание подошвы складчатого комплекса, по данным сейсморазведки и гравиметрическим данным, устанавливается в юго-западной части. Максимальный провал нижней границы складчатого комплекса на юго-западе листа частично совпадает с выходами на дневную поверхность наиболее древних для данной территории отложений нижнего и среднего палеозоя. Следовательно, объяснить глубокое залегание подошвы комплекса стратиграфической амплитудой здесь невозможно. Такие соотношения могут существовать только при многократном повторении стратиграфического разреза в надвигах и шарьяжах, что подтверждается для близлежащей к югу территории листа P-55 геологическими наблюдениями и материалами сейсмо- и электроразведки [Государственная … , 2016]. Такие соотношения рельефа подошвы складчатого комплекса и геологического строения поверхности противоречат традиционным представлениям об антиклинорно-синклинорном строении территории.

Для центральной части листа характерны средние значения глубины залегания подошвы складчатого комплекса от 5 до 4 км с отчетливой тенденцией погружения с юга на север. Направление изопахит в этой части листа северо-западное, т. е. совпадает с общим северо-западным направлением структур на современной земной поверхности. Однако зональность выходов отложений

разного возраста в этой части территории также не соответствует этой глубинной структуре подошвы складчатого комплекса, так как на юге выходят наиболее древние отложения (от рифейских до девонских), а на севере – молодые верхнеюрские толщи.

Глубинные границы блоков выделены главным образом на основе анализа структуры размещения плотностных неоднородностей ниже подошвы складчатого комплекса. К югу от рассматриваемой территории на листе P-55 эти границы проявлены на глубинных сейсмических разрезах МОВ-ОГТ ОГГП-3ДВ. Они интерпретируются как глубинные сквозькоровые разломы, по которым контактируют крупные блоки (террейны и супертеррейны) аккреционной окраины Евразийского континента. Глубинные границы блоков не совпадают с границами крупных тектонических структур (террейнов и супертеррейнов) на современной земной поверхности. Эти границы часто значительно смещены относительно границ на дневной поверхности. По рисунку сейсмического поля МОВ ОГТ границы глубинных блоков на листе P-55 были разделены на трансформные и конвергентные [Государственная … , 2016].

Отсутствие на листе Q-55 профилей МОВ ОГТ не позволило изучить глубинные границы блоков с той же детальностью и достоверностью, как на соседнем листе P-55. Основным инструментом их выделения здесь были карты классификации физических полей и схемы глубинных неоднородностей поля силы тяжести. Эти материалы позволили разделить территорию листа Q-55 на ряд крупных глубинных структурно-вещественных неоднородностей и, соответственно, определить границы между ними.

Основные глубинные структурно-вещественные неоднородности. Проведенный комплексный анализ физических полей и структуры размещения плотностных неоднородностей на глубинах ниже складчатого комплекса с использованием карт поля силы тяжести и аномального магнитного поля позволил выявить наиболее крупные структурно-физические неоднородности. Эти неоднородности интерпретируются как обособленные блоки земной коры, характеризующиеся определенным вещественным наполнением, структурой и геодинамической природой. В целом рисунок размещения глубинных блоков полностью отвечает принятой в настоящей работе модели строения территории как аккреционной окраины Евразийского континента. Ниже приводятся физические характеристики выделенных глубинных блоков. Всего по структуре глубинных неоднородностей на территории листа Q-55 выделено три глубинных блока (с юго-запада на северо-восток): фрагмент Кулар-Нерского террейна, Индигиро-Омолонский супертеррейн, Алазейский террейн. В составе Индигиро-Омолонского супертеррейна на фоне общей структурной однородности по другим признакам выделены его составные части Иньяли-Дебинский, Омулевский, Рассошинский и Аргатасско-Поповкинский террейны. Мощные процессы кайнозойского рифтогенеза оказали существенное влияние на глубинную структуру земной коры территории листа Q-55, поэтому на схеме глубинного строения получили отражение контуры глубинных зон Момской рифтовой системы.

Кулар-Нерский террейн (КН) занимает юго-западный угол трапеции листа Q-55. На этом участке представлен лишь небольшой фрагмент блока. Характеризуется в целом слабодифференцированным фоновым магнитным по-

лем в диапазоне от –180 до +250 нТл. Плотность земной коры ниже средней, характерны низкие значения поля силы тяжести, структура аномалий плотности концентрическая (на площади листа выделяется только часть одного концентра). Северо-восточная граница устанавливается по смене глубинной структуры, отмечается слабоградиентной гравитационной ступенью. Глубинная часть блока значительно расширена на северо-восток по отношению к поверхности (на 35 км). Это обстоятельство указывает на перекрытие северо-восточной части террейна надвигами юго-западного направления. Блок интерпретируется как пассивная окраина Сибирского палеоконтинента, отчлененного от него в результате рифтогенеза.

Индигиро-Омолонский супертеррейн занимает центральную часть территории, протягиваясь в северо-западном направлении. Проявляется по линейной структуре глубинных неоднородностей северо-западного направления. По своим границам близко соответствует выделенному В. И. Шпикерманом [1998] Индигиро-Омолонскому супертеррейну. В отличие от первоначально обозначенного В. И. Шпикерманом состава супертеррейна в данный глубинный блок дополнительно включается северо-восточное крыло Иньяли-Дебинского террейна. Единство этого блока определяется тем, что входящие в него разнородные элементы «спаяны» и «прошиты» вулканическими и плутоническими образованиями одновозрастных (поздняя юра) постаккреционных поясов Уяндино-Ясачненским вулканогенным и Главным колымским плутоническим. Мощные процессы позднеюрского магматизма в значительной степени переработали составляющие супертеррейн разнородные террейны, частично гомогенезировав весь его объем. В результате блок в целом характеризуется общей линейной структурой глубинных неоднородностей северо-западного направления, средней плотностью новообразованной земной коры (2,85 г/см^3), дифференцированными магнитным и гравитационным полями.

Северо-Восточная граница блока выделяется по резкой смене структурного плана глубинных неоднородностей с северо-западного направления на практически перпендикулярное северо-восточное. На поверхности эта граница совпадает с осевой частью мелового Индигиро-Зырянского прогиба. Отсутствие к северо-востоку от этой границы проявлений магматизма Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса исключает объединение рассматриваемого блока с расположенным к северо-востоку Алазейским террейном в единый Колымо-Омолонский супертеррейн, как это предлагал Л. М. Парфенов [Тектоника … , 2001] и др.

Несмотря на существенную гомогенизацию земной коры в пределах Индигиро-Омолонского супертеррейна, внутри него, с некоторой долей условности, могут быть выделены составляющие его глубинные элементы (террейны). Их выделение производится на основании карт локальных составляющих магнитного и гравитационного полей на глубинах ниже основания складчатого комплекса, по уровню значений и степени дифференциации обоих полей.

Иньяли-Дебинский террейн (ИД) размещается по юго-западному краю Индигиро-Омолонского супертеррейна. Характеризуется резко дифференцированным магнитным полем. Значения магнитного поля варьируют от –250 до

500 нТл, магнитные аномалии имеют линейный характер, вытянуты в северо-западном направлении. Плотность земной коры средняя. Структура аномалий плотности дифференцированная, характерны наиболее низкие для территории значения поля силы тяжести. Последнее обусловлено наибольшим для данной территории погружением подошвы складчатого комплекса (до 7 км).

Юго-западная граница террейна, по материалам профиля МОВ «Сусуман», на соседнем листе P-55 проявлена на глубине ниже 7 км от поверхности в виде межблокового разлома, падающего на северо-восток под углом 45–50° [Шпикерман, 1998]. По своей природе разлом скорее всего представляет собой сбросо-сдвиг, трансформировавшийся впоследствии в надвиг. Поверхностная часть блока на территории листа Q-55 распространяется на 35–40 км юго-западнее глубинной границы, что указывает на обширное надвигообразование в этом направлении (Чаркы-Индигирский надвиг).

Омулевский террейн (ОМ) занимает центральную часть рассматриваемой территории. Границы проводятся по характерным физическим параметрам: слабо дифференцированное фоновое магнитное поле в диапазоне от –30 до +20 нТл; плотность земной коры средняя, при слегка пониженных для территории значениях поля силы тяжести; структура аномалий плотности линейная. От Иньяли-Дебинского террейна отделяется высоко градиентной гравитационной ступенью, по которой проводится юго-западная граница террейна. На дневной поверхности террейн представлен наиболее древними для рассматриваемой территории шельфовыми терригенно-карбонатными толщами нижнего–среднего палеозоя, при том, что в его юго-западной части расчетная глубина залегания подошвы складчатого комплекса достигает максимальных для рассматриваемой территории значений (6–7 км). Это указывает на то, что приповерхностная часть блока здесь представляет собой пакет надвиговых пластин, надвинутых на образования Иньяли-Дебинского террейна, что подтверждает модели предшественников [Мальков, 1976; Шпикерман В. И., Шпикерман Л. А., 1990]. Блок интерпретируется нами, как пассивная окраина Сибирского палеоконтинента, отчлененная от него в результате рифтогенеза.

Рассошинский террейн размещается в виде полосы северо-западного простирания шириной от 30 до 50 км к северо-востоку от Омулевского террейна, параллельно последнему. Выделяется по повышенному, относительно Омулевского террейна, полю силы тяжести на 30–40 мГал. Магнитное поле за счет перекрывающего комплекса понижено, слабодифференцированное и не является типоморфной характеристикой данного глубинного блока. В южной части блока образования террейна выходят на дневную поверхность, и его юго-западная граница (Сереченский разлом) в этом случае смещена относительно глубинной границы на 10–15 км. Эти соотношения указывают на то, что приповерхностная часть террейна надвинута на структуры Омулевского террейна.

Аргатасско-Поповкинский террейн своей глубинной частью размещается к северо-востоку от Рассошинского террейна, параллельно последнему. Выделяется по полосе повышенного поля силы тяжести, превышающего уровень поля соседнего Рассошинского террейна на 10–20 мГал. Обнаженный на дневной поверхности фрагмент террейна находится в юго-восточной части этой полосы и характеризуется наиболее высокими значениями поля силы

тяжести. Вся остальная часть блока перекрыта верхнеюрскими и меловыми постаккреционными образованиями, определяющими уровень и строение магнитного поля, поэтому параметры магнитного поля не могут служить критерием для определения глубинных границ террейна. Юго-западная граница террейна в обнаженной его части (Арга-Тасский разлом) смещена относительно глубинной границы на 10–15 км к юго-западу, что указывает на то, что приповерхностная часть надвинута в этом направлении на Рассошинский террейн. Северо-Восточная часть террейна перекрыта осадками мела Индигиро-Зырянского прогиба и кайнозойскими образованиями Ожогинской и Абыйской впадин. Северо-восточная граница Аргатасско-Поповкинского террейна совпадает с границей Индигиро-Омолонского супертеррейна.

Алазейский террейн располагается к северо-востоку от Индигиро-Омолонского супертеррейна, занимает весь северо-восточный угол площади трапеции листа Q-55. Выделен по четко проявленной линейной структуре глубинных неоднородностей северо-восточной директивности, практически перпендикулярной структуре Индигиро-Омолонского супертеррейна. На территории Алазейского террейна отсутствует главная «спайка» Индигиро-Омолонского супертеррейна – вулканиты позднеюрского Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса, вследствие чего и по этому признаку они не могут рассматриваться, как единая структура. Вместе с тем, террейн переработан магматическими образованиями более молодого мелового Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса.

Юго-Западная граница Алазейского террейна перекрыта меловыми и кайнозойскими образованиями. К северо-востоку от границы в пределах всего террейна проявлено повышенное поле силы тяжести с наиболее высоким уровнем для территории листа в целом. Магнитное поле – сильнодифференцированное: от –500 до +1600 нТл; на обнаженной части террейна в пределах Алазейского плоскогорья – в среднем пониженное. Для террейна характерна минимальная глубина складчатого комплекса, что скорее всего определяется высоким уровнем метаморфизма его основания. Блок интерпретируется как островодужный террейн с фрагментами метаморфизованной и переработанной в меловое время океанической коры.

Момская рифтовая система. Деструкция континентальной земной коры вследствие кайнозойского рифтогенеза в пределах Индигиро-Омолонского супертеррейна существенно повлияла на общую глубинную структуру территории. Глубинные границы рифтогенных зон выделены по Карте вертикальной производной аномального поля силы тяжести, Карте локальных плотностей поля силы тяжести для глубины более 20 км и Карте глубинной компоненты магнитного поля для глубин более 18 км. Кайнозойские рифтогенные зоны выделяются по уникальному сочетанию параметров физических полей, отличному от остальных глубинных структур территории: устойчиво низким значениям локальных аномалий и градиентов поля силы тяжести и наиболее высоким значениям глубинных аномалий магнитного поля. Низкая плотность этих структур обусловлена большой глубиной рифтогенных впадин, выполненных легкими терригенными образованиями. Высокие значения аномалий магнитного поля, возможно, обусловлены проникновением в верхние горизонты земной коры нижнекорового и мантийного вещества. По этим пара-

метрам намечены две глубинные рифтогенные зоны. Северо-западная зона на поверхности представлена Момо-Селенняхской и Нижнесумунской кайнозойскими впадинами. Более крупная северо-восточная зона на дневной поверхности трассируется Ожогинской и Абыйской впадинами. Эти зоны прослеживаются в северо-западном направлении и за пределы границ листа Q-55 и интерпретируются как континентальное продолжение океанического рифта Хребет Гаккеля, разделяющего Евразийскую и Северо-Американскую литосферные плиты.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития территории листа Q-55 – это история длительного взаимодействия Сибирского палеоконтинента с древним океаном (Палеопацификом). Ни в какой другой части территории Северо-Востока Азии нет столь полной геологической летописи этого взаимодействия, как на листе Q-55. В этой летописи вполне отчетливо описывается восемь этапов: рифейский, венд-силурийский, девонско- раннекаменноугольный, раннекаменноугольный–позднеюрский, средне-позднеюрский, раннемеловой, позднемеловой, кайнозойский. Некоторые этапы разделяются на подэтапы. История геологического развития территории листа Q-55 с докембрия до начала мезозоя излагается в основном по материалам многолетних исследований этой территории, выполнявшихся магаданскими и якутскими геологами: В. М. Мерзляковым и др. [1987ф], М. М. Орадовской [1988], Л. М. Парфенова [Парфенова и др., 1993], М. Д. Булгаковой [1986] и др. В анализе мезозойской геологической истории наиболее важное значение имели работы Ю. М. Бычкова [1961, 1994], Е. Ф. Дылевского [1994], И. В. Репина, И. В. Полуботко [1996], а также использовались материалы Объяснительной записки соседнего листа P-55 Госгеолкарты-1000/3 [Государственная … , 2016]. Для анализа событий кайнозойского периода привлекались работы якутских ученых [Тектоника … , 2001; Палеоген … , 1998].

РИФЕЙСКИЙ ЭТАП

Достоверно о рифейском этапе можно говорить только на основе данных по рифейским образованиям Омулевского террейна, вскрывающимся в ядре Эльгенчак-Дарпир-Юряхской антиклинали. Слагающие их отложения тромбонской и ивашкинской толщ указывают на существование в среднем и позднем рифее эпиконтинентального мелководного морского бассейна. Из-за фрагментарности выходов и метаморфизма осадочных образований невозможно достоверно установить палеогеографическую зональность и цикличность развития палеобассейна в рифее. Условно тромбонскую и ивашкинскую толщи можно, соответственно, сопоставить со среднерифейской аимчанской серией и верхнерифейской кандынской свитой Юдомо-Майского района [Решения … , 2009]. Обе свиты несут признаки формирования на пассивной континентальной окраине. Однако присутствие в тромбонской толще позднерифейских субвулканических тел кислого и среднего состава (риолиты

и андезиты) указывает на смену режима окраины континента с пассивного на активный во второй половине позднего рифея. О возможной близости океанической окраины в это время говорят блоки метаморфизованных позднерифейских ультрабазитов и габброидов в пределах Гарбыньинского и других тектонических блоков (калгынский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс) и кембрийские офиолитокластиты в основании разреза Рассошинского террейна. Конвергентное взаимодействие Палеопацифика и Сибирского палеоконтинента послужило причиной деформаций окраины последнего, что во многих районах (Южное Верхоянье, Приколымский террейн и др.) фиксируется предвендским структурным несогласием. Этим событием и заканчивается рифейский этап геологического развития территории.

ВЕНД-СИЛУРИЙСКИЙ ЭТАП

Вендские отложения на изученной территории отсутствуют. Однако эти образования известны на смежной территории, в пределах Приколымского террейна, где они несогласно перекрывают неравномерно метаморфизованные рифейские и нижнепротерозойские толщи. Кембрийские отложения на территории листа Q-55 представлены средним и верхним отделами и установлены на двух изолированных участках: в бассейне р. Куранах на юго-западе Омулевского террейна и в бассейне р. Рассоха на юго-западе Рассошинского террейна. Эти два выхода отражают принципиальные различия в геодинамической природе кембрийских бассейнов. Куранахская толща Омулевского террейна, представленная мраморизованными известняками и известковистыми песчаниками, формировалась на шельфе эпиконтинентального моря. Офиолитокластитовая толща Рассошинского террейна, представленная в основном серпентинитовыми песчаниками с примесью кремнистых пород и базальтов, – типичные образования океанического ложа. Эти различия, заложенные еще в позднем докембрии, прослеживаются и далее на протяжении всего палеозоя и первой половины мезозоя.

Дальнейшие события раннего и среднего палеозоя (до конца силура) описываются для территорий Омулевского и Рассошинского террейнов, где известны разрезы этого уровня. Учитывая, что обе эти структуры стали террейнами только в постсилурийское время, их предшествующая история будет описана как история Омулевского и Рассошинского палеобассейнов, соответственно.

Накопление морских осадков венд-силурийского этапа в Омулевском бассейне происходило на погруженной окраине Сибирского палеоконтинента. В составе Омулевского террейна они оказались позднее, вследствие деструкции окраины Сибири. С началом ордовикского периода совпадает усиление трансгрессии морского режима. Анализ фациальных и биоценетических особенностей отложений свидетельствует о постоянной связи бассейнов Северо-Востока Азии с районами Сибири и Северной Америки и принадлежности к единой Канадско-Сибирской провинции; по климатическим особенностям она, несомненно, относилась к тропической зоне [Орадовская, 1997]. В составе единого палеобассейна Северо-Восточной Азии выделяется Селеннях-Омулевская СФО, состоящая из нескольких зон. Представленные на терри-

тории листа Q-55 Тасканская и Эриехинская СФЗ включают полные и непрерывные разрезы ордовика и силура. Тасканская СФЗ вмещает мощные (до 6000 м) шельфовые преимущественно карбонатные осадки, перемежающиеся с более глубоководными глинисто-терригенно-известковыми толщами. В Эриехинской СФЗ в среднем ордовике преобладают более глубоководные осадки континентального склона (эриехинская, минуткинская свиты). В позднем ордовике там обильно представлен вулканомиктовый материал, что определяется влиянием соседнего окраинного океанического Рассошинского бассейна.

Накопление ордовикской трансгрессивно-регрессивной серии осадков Омулевского бассейна происходило в две стадии. Первая стадия началась в тремадокский век расширением площади осадконакопления (зарская, инаньинская свиты). Характерными чертами ее являются непрерывность осадочного процесса и асимметричное строение отложений: полно проявленная его трансгрессивная часть и сильно сокращенная локально проявленная регрессивная часть. Сначала глинисто-алевритово-известковые осадки в пределах Тасканской СФЗ накапливались в условиях внешней части шельфа (хитинская, нючагинская свиты). В дапине процесс расширения площадей, занятых морем, достиг максимума. На площади Урультунского СР образовался глубоководный желоб с некомпенсированным осадконакоплением (мокринская, кривунская свиты). Преимущественно граптолитовые биоценозы с редкими мелкими тонкостворчатыми брахиоподами связаны с илистыми грунтами и затишной гидродинамической обстановкой. В конце среднего ордовика – начале позднего (в дарривиле и санбии) завершается первая стадия ордовикской трансгрессии, восходящие движения привели к сокращению глубоководных обстановок и распространению на большой площади мелководных шельфовых образований (дарпирская, лачугская, сонская свиты) [Орадовская, 1988].

Вторая стадия ордовикского цикла Омулевского бассейна отличается от предшествующей симметричным строением отложений (одинаковое развитие получили трансгрессивная и регрессивная фазы) и завершенностью развития. В начале позднеордовикской эпохи началась новая обширная трансгрессия, значительно расширились площади глубоководных поясов. В центральной части бассейна снова стабилизируется устойчивая желобообразная депрессия, некомпенсированная осадконакоплением в течение всей стадии. Здесь образовывались граптолитово-известково-глинистые илы с желваками кремней сокращенной мощности, лишенные бентосной фауны (харкинджинская, каньонская свиты). Начало катийского времени отвечает регрессивной фазе, происходит заметная перестройка в размещении фациальных поясов. Конец стадии знаменуется более интенсивными восходящими движениями, приведшими к появлению на значительных площадях регрессивной лагунно-морской доломитово-мергельной формации, образовавшейся в полосе приливно-отливного побережья или шельфовой лагуны с ограниченным водообменом (домеритовая толща верхов тирехтяхской свиты и верхняя часть омукской свиты) [Орадовская, 1988].

В пределах Эриехинской СФЗ рассмотренная цикличность осадконакопления Омулевского палеобассейна выражена неотчетливо. Здесь в течение всего среднего и в начале позднего ордовика накапливались относительно

глубоководные глинисто-известковые турбидиты. Явно выражена только регрессивная стадия второго трансгрессивно-регрессивного цикла ордовикского осадконакопления, представленная относительно грубообломочными осадками верхнеордовикской вулканомиктовой толщи.

Ордовикская история Рассошинского палеобассейна принципиально отличается от вышеописанной для Омулевского палеобассейна. Эта история наиболее детально исследована магаданскими геологами под руководством В. М. Мерзлякова, материалы которых легли в основу дальнейшего изложения [Мерзляков и др., 1987ф]. Мощная толща кварцитовых конгломератов верхов кембрия – тремадока, залегающая на офиолитокластитах, вероятно, образовалась у подножия континентального склона за счет интенсивного разрушения рифейских толщ прилегающей континентальной окраины палео-Сибири (оползневая олистострома). Поступление обломочного кварцитового материала было неравномерным, так как конгломераты переслаиваются в некоторых разрезах с пачками известняков, доломитов и аргиллитов (филлиты). Обломки кварцитов дезинтегрировались и окатывались в процессе перемещения по континентальному склону и, оказавшись у его подножия, перемешивались с материалом океанической коры, на что указывает обильная примесь хромшпинеллидов в конгломератовой толще. Кроме валунов кварцитов в океанический бассейн «сползали» огромные (20–30 м) глыбы-утесы известняков с кембрийской фауной. Конгломератовая толща Рассошинской СФЗ, подстилаемая офиолитокластитами, фиксирует край древней континентальной плиты, составляющей докембрийское основание Сибирского палеоконтинента.

На ранних стадиях заполнения Рассошинского палеобассейна (фло – дапиний – середина дарривила) шло формирование аспидной или, по заключению М. Д. Булгаковой, [1986], метаморфизованной алевролито-аргиллитовой и флишевой вулканогенно-обломочной формаций (биикская и горелышевская толщи). Источник обильного поступления в океанический бассейн псефитового кварцитового материала к этому времени был от него изолирован, зато в большом количестве в бассейн поступала вулканокластика. Особенности стратификации вулканогенно-обломочных пород свидетельствуют, по мнению М. Д. Булгаковой [1986], о перемещении материала турбидитными потоками. Он поступал не со стороны континента, а с противоположной стороны: с предполагаемого океанического вулканического поднятия. Первоначально это поднятие не выходило выше уровня моря, и все извержения вулканов были подводными. В числе признаков, подтверждающих этот вывод, М. Д. Булгакова [1986] указывает на низкую везикулярность литокластического материала, полное отсутствие шлаковых обломков, высокое содержание кристаллокластики и др. Пирокластический материал образовывал мутьевые потоки, осаждение взвесей из которых способствовало образованию отчетливо слоистых туфотурбидитов. Особенно интенсивно подводный вулканизм проявился в период формирования биикской толщи (дапиний). О глубоководном характере осадконакопления говорят и остатки обитавших в то время морских организмов, представленных главным образом граптолитами, вместе с которыми встречаются радиолярии и конодонты.

Во второй половине ордовикского периода, а точнее с начала сандбийского времени и до хирнантия, территория Рассошинской СФЗ была ареной осо-

бенно интенсивного вулканизма. В это время поверх аспидной формации накопились мощнейшие (более 1500 м) толщи существенно вулканогенных пород трахибазальт-трахитового состава, образовавшие формацию калиевых базальтов-трахитов (шошониты). Условия ее образования были иными: глубоководный прогиб, в котором накапливались предшествующие толщи, был расчленен системой островных поднятий, а в силуре вообще прекратил свое существование. Об островном режиме вулканогенного осадконакопления во второй половине ордовика свидетельствуют парагенезисы лав трахибазальтов – трахитов с пестроцветными конгломератами, песчаниками, туфами, туффитами, известняками с туфогенным материалом, в которые нередко включены пепловые частицы, вулканические бомбы и лапилли с корочками закалки.

Силурийский период в Омулевском бассейне, начавшийся со значительного углубления унаследованных от позднего ордовика фациальных зон, характеризовался его однонаправленным регрессивным развитием, что нашло отражение в отложениях всего силура Тасканской СФЗ. Начало раннесилурийской трансгрессии проявилось в смене светлоокрашенных позднеордовикских доломитовых мергелей и алевролитов черными кремнисто-глинистыми граптолитовыми сланцами (маутская свита). В венлоке началось постепенное обмеление и выполаживание дна бассейна без существенной перестройки в размещении фациальных поясов, в лудлове происходило дальнейшее нивелирование и обмеление дна бассейна. В заключительную фазу силурийской стадии осадконакопления на обширной площади Омулевского бассейна распространились прибрежно-морские отложения красноцветной песчано-известняковой формации; значительно расширилась область суши. Красноцветные карбонатно-терригенные осадки (мирненская свита, гармычанская толща) относятся к фациальному поясу эвапоритов. Их лагунно-литоральный характер проявляется как в характерных структурах пород со знаками асимметричной ряби, так и в терригенном составе осадка и в пестроцветной окраске. Условия повышенной солености отразились в крайней бедности и угнетенности бентоса, а также в периодически наступавшей обстановки для накопления эвапоритов. Таким образом, к мирненскому времени все глубоководные впадины, заложенные в раннем силуре, были заполнены осадками; повсеместно распространилось мелководное шельфовое море [Орадовская, 1997].

Описанные красноцветные мелководные фации в пределах Омулевского террейна указывают на активные тектонические движения в конце силурийского периода, которые привели к существенным перестройкам структурного плана территории [Шпикерман и др., 2001]. Вследствие этих движений существовавший в ордовике Рассошинский окраинноморский океанический бассейн закрылся. Накопившиеся до этого осадочно-вулканогенные формации подверглись складкообразованию. Они были выведены из-под уровня моря, а на образовавшейся островной суше местами продолжали действовать вулканы, извергавшие уже кислую магму, о чем косвенно свидетельствуют прослои туфов дацитового состава в мирненской свите Тасканской СФЗ. Глубинными элементами этого магматизма являются гранитоиды трюлиньинского комплекса. Силурийские тектонические движения и магматизм на территории листа Q-55 интерпретируются как коллизия Рассошинской островной

дуги с окраиной Палеосибири. Этим событием завершается вендско-силурийский этап геологической истории на территории листа Q-55. Индикаторы силурийского тектогенеза проявлены во многих частях Северо-Востока Азии в виде преддевонских структурных несогласий, выпадения из разрезов силурийских образований, силурийского плутонического магматизма и регионального метаморфизма [Шпикерман и др., 2001].

ДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАП

Рубеж силура и девона совпадает с началом первого крупнейшего среднепалеозойского цикла седиментогенеза [Гагиев, 1996]. Терригенные базальные осадки раннелохковского времени трансгрессивно перекрывают подстилающие образования. К концу раннего лохкова на погруженной окраине Сибирского палеоконтинента в пределах современного Омулевского террейна начинают преобладать мелководные карбонатные, преимущественно доломитовые толщи (нелюдимская свита). На рубеже лохковского и пражского веков произошел резкий и кратковременный подъем уровня моря, выраженный в появлении пачки черных углеродистых сланцев и алевритистых известняков, содержащих остатки разнообразных морских организмов (низы гротовской свиты); затем снова восстанавливается трансгрессивный режим. Рифогенные доломиты и известняки с разнообразными, но преимущественно бентосными организмами занимают всю Тасканскую СФЗ. Для пражского века характерен устойчивый морской режим. Аналогичная обстановка устанавливается и на территории Гармычанской СФЗ.

Начало раннего эмса знаменуется новым и быстрым подъемом уровня моря, установлением теплого гумидного климата. В раннем эмсе расширяется область карбонатного седиментогенеза, на значительных площадях устанавливается режим застойного черносланцевого осадконакопления (вечернинская свита). На рубеже эмса и эйфеля произошло обмеление моря, выразившееся в накоплении эйфельских отложений к югу от территории листа Q-55.

После коллизии в позднем силуре Рассошинской островной дуги с окраиной Сибирского палеоконтинента обстановки карбонатного шельфа раннедевонского бассейна распространились и на этот блок. Только что созданная складчатая структура Рассошинского террейна подверглась интенсивному размыву. Об этом свидетельствуют базальные конгломераты гайской свиты, содержащие в своем составе обломки всех подстилающих пород ордовика. Однако нисходящие движения начала девонского периода, обусловившие обширную трансгрессию, вскоре вновь сменились дифференцированными поднятиями, которые охватили Тасканскую, Гармычанскую и Сереченскую СФЗ. Об этом говорит характер фациальных изменений среднедевонских отложений. Вблизи поднятий, бывших в то время островной сушей, находятся маломощные пестроцветные терригенно-карбонатные отложения с конгломератами (вояхская свита), оползневыми брекчиями (дарымская толща) и углеродисто-глинистыми сланцами, содержащими остатки псилофитов. Были широко распространены коралловые рифы. В заливах и лагунах отлагались сульфаты кальция (гипсоносная свита). Мористость девонских фаций в целом возрастает с юго-запада на северо-восток (в современных координатах). Если

комплексы ранне-среднедевонских пород на территории современных Тасканской, Гармычанской и Сереченской СФЗ образуют существенно мелководные, шельфовые терригенно-карбонатные и карбонатные формации, то формации натриевых базальтов-риолитов и известняково-кремнисто-глинистая турбидитная Увязкинской СФЗ (Увязкинский бассейн) определенно имеют глубоководное океаническое происхождение (увязкинский осадочно-вулканогенный комплекс).

В конце живета – начале франа на погруженной окраине палео-Сибири (территория Омулевского, Рассошинского террейнов) вновь начинается прерывистое повышение уровня моря. В конце позднего франа подъем уровня моря замедляется, происходит обмеление бассейна. В конце фамена естественная геологическая эволюция региона и развитие органического мира внезапно прерываются («хангенбергское» событие), дестабилизируется магнитное поле, снижается уровень моря, вымирает большинство таксонов многих групп организмов. В начале турне закончился второй трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления девонско-раннекаменноугольного морского бассейна на окраине Палеосибирского континента. К востоку (в современных координатах) от палео-сибири сохранялся океанический бассейн, в пределах которого начиналось зарождение примитивных островных вулканических дуг (кенкельдинская свита Алазейского террейна).

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ–ПОЗДНЕЮРСКИЙ ЭТАП

Раннекаменноугольный–позднеюрский этап – это период развития Великого Верхоянского рифтогенеза, кардинально преобразовавшего окраину Сибирского палеоконтинента [Шпикерман, 1998]. Все шире раскрывающийся Верхоянский рифтогенный трог (Оймяконский бассейн, по Л. М. Парфенову [1995]) быстро заполняется терригенным материалом, поставляемым с Сибирской платформы в эпиконтинентальный морской бассейн крупными реками. Со стороны Сибирского кратона в этот период формируется проградационный верхоянский комплекс – уникальная геологическая формация северо-востока Азии. Общий возрастной диапазон слагающих его флишоидных образований большой мощности: средний карбон – поздняя юра (до начала кимериджа включительно). На площади листа Q-55 верхоянский комплекс представлен только на юго-западе и лишь своей верхней частью (верхняя пермь – триас – юра). Однако для территории листа в целом весь раннекаменноугольный–среднеюрский этап характеризуется почти непрерывным развитием морского осадконакопления. Своеобразие развития в этот период части территории листа в пределах Рассошинского и Аргатасско-Поповкинского террейнов было исследовано М. Д. Булгаковой [1982]. Она выделила самостоятельный колымский комплекс, противопоставив его верхоянскому, а также алазейскому. Выделение названных комплексов в одном латеральном ряду позволило выявить общую палеогеографическую и палеотектоническую зональность внутри всей Верхояно-Колымской области. В западной ее части, принадлежащей к Сибирской платформе, осадконакопление носило пассивный характер и в основном было связано с поступлением аллохтонного терригенного материала. В то же время в восточной части области,

в том числе на территории листа Q-55, главное значение имел автохтонный седиментогенез при большой роли вулканических процессов.

Таким образом, развитие морских бассейнов этого длительного этапа было довольно дифференцированным и видоизменялось в различные отрезки времени, поэтому этап разделен на несколько подэтапов.

Раннекаменноугольный–позднепермский подэтап. На территории Омулевского террейна в турне происходит постепенное восстановление условий седиментогенеза, начинается общая медленная трансгрессия моря. На рубеже турнейского и визейского веков на большей части территории существовали мелководные и умеренно мелководные обстановки карбонатного седиментогенеза. В позднем визе трансгрессия моря завершается.

К серпуховскому веку возрастает тектоническая активность, расширяется Верхоянский рифтогенный бассейн. Отделившийся от окраины Сибири ее фрагмент (Омулевский микроконтинент, включающий Рассошинский террейн) удаляется от Сибири. На площади микроконтинента прекращается карбонатный седиментогенез, происходит похолодание климата. В относительно глубоководных рифтогенных зонах Омулевского микроконтинента формируются толщи высокоуглеродистых кремнеаргиллитов, силицитов, туффитов и известняков. Образовавшиеся в это время толщи составляют отдаленную кремнистую формацию в понимании Н. С. Шатского [1965]. Внутри и на плечах рифтогенных прогибов внедрялись силлы тасканского габбро-долеритового комплекса. В среднем–позднем карбоне по периферии блока происходит углубление морского дна, и в этом морском бассейне отлагались туфогенно-терригенные осадки преимущественно алевритовой размерности; широко распространены кремнистые породы, с существенной примесью окатанного и неокатанного грубообломочного материала. Грубообломочный материал в бассейн мог поступать в виде грязевых потоков с появляющихся временами участков плоской низменной суши. В породах содержится до 20–30 % рассеянного обломочного материала, присутствуют марганценосные карбонатно-глинистые стяжения. Осадконакопление происходило, вероятно, в обстановке континентального склона и его подножия на границе с более глубоководными Яно-Колымским и Увязкинским бассейнами (батьковская, магарская свиты).

Восточнее, на месте современного хр. Арга-Тас в океаническом бассейне изливались лавы основного состава, отлагались туфопесчаники и глинисто-кремнистые осадки большой мощности, внедрялись силлы и дайки верхнесахарымнанского пикрит-габбрового и аргатасского габбро-долеритового комплексов. Океанический бассейн на месте современной Увязкинской СФЗ (Увязкинский бассейн) скорее всего представлял собой окраинное спрединговое море, изолированное от открытого океана Алазейской островной вулканической дугой, развивавшейся с турне до середины юры.

В пермский период морские условия, по-видимому, были распространены повсеместно, осадконакопление происходило в бассейне с изменяющейся глубиной. В спокойном шельфовом море небольшой глубины на площади Омулевского микроконтинента накапливались алевриты, глины и известковые илы с примесью кремнезема. По обрамлению блока, вероятно, в обстановке подножия континентального склона формировались марганценосные

глинисто-кремнистые сланцы (веселинская серия на листе P-55 [Государственная … , 2016]). В пределах Рассошинского террейна пермские осадки накапливались в некомпенсированном, относительно глубоководном бассейне (подножие континентального склона), а осадки Увязкинского бассейна – в компенсированном вулканизмом бассейне (увязкинская свита, сахарымнанская толща). При этом условия осадконакопления не оставались постоянными и иногда сменялись на мелководные (известняки бочерской свиты с многочисленными остатками брахиопод, туффитовая пачка агиджинской свиты с прослоями туффитов и известняков, туфобрекчии и туфоконгломераты максуровской толщи). На глубоководный характер осадконакопления указывают, прежде всего, кремнистые породы тургоякской и бочерской свит, которые, как считает М. Д. Булгакова [1986], формировались ниже уровня карбонатной компенсации, определяемой для современных бассейнов в 4600–4900 м. Преобладание в разрезах тонкообломочных пород также косвенно свидетельствует об относительно глубоководных условиях их формирования [Мерзляков и др., 1987ф].

Осадконакопление пермского времени в юго-западной части листа (Яно-Колымский бассейн) происходило в обстановке внешнего континентального шельфа проградационной террасы Сибирского континента (геоидная свита). Эти обстановки не были шельфовыми в традиционном понимании, а отражали существенное обмеление окраинного морского бассейна в связи с глобальной регрессией конца пермского периода. Осадочные отложения перми формировались в эпоху понижения уровня океана, приведшего к усилению процессов лавинной седиментации; терригенным материалом заполнялись депрессионные участки дна. Остатки фауны, представленные иноцерамоподобными двустворчатыми моллюсками, часто бывают приурочены к слоям аргиллитов с рассеянным песчано-гравийным материалом, полученным в результате деятельности дебризных потоков. Довольно часто в придонном слое возникали условия сероводородного заражения. Многочисленные и относительно разнообразные остатки фауны показывают, что морской бассейн обладал нормальной соленостью и имел достаточно высокую биопродуктивность, о чем свидетельствуют повышенные содержания углеродистого вещества (до 4,92 %), максимальные для перми. Его источником, по-видимому, являлся зоо- и фитопланктон [Государственная … , 2008].

Триасовый подэтап. Наиболее полно представлены триасовые отложения Яно-Колымского палеобассейна, обнаженные на территории листа Q-55 в пределах Кулар-Нерского террейна. Геоисторический анализ Яно-Колымского палеобассейна в триасе, с использованием данных по палеобиотам, был выполнен И. В. Полуботко в работе [Государственная … , 2016]. Эти материалы использованы и в настоящей записке применительно к листу Q-55.

Глобальная регрессия конца позднепермской эпохи, сопровождавшаяся крупнейшим биотическим кризисом и перестройкой в системе органического мира морских бассейнов, в индском веке сменилась обширной трансгрессией, развивавшейся до начала оленёкского века [Бычков, 1994].

В Яно-Колымском бассейне (на территории листа) осадконакопление в самом начале индского века, возможно, не происходило или же, что более вероятно, здесь существовали лагунно-морские обстановки полузамкнутых

или отшнурованных частей бассейна. Первая морская фауна в основании триаса представлена аммоноидеями поздней части раннего инда (*Tompophiceras*) и начала позднего инда (*Vavilovites*). Это может указывать на стратиграфический перерыв в объеме двух нижних аммоноидных зон инда (слоев с *Otoceras*). Находки аммоноидей пограничного ранне-позднеиндского уровня известны во многих частях бассейна. Вместе с ними и ниже в породах встречаются только индские конхостраки – показатели не вполне нормальной солености морских вод, чаще всего обитатели опресненных лагун. Индская трансгрессия наступала с юга и запада, из района Южного Верхоянья (междуречье Тыры–Делинья), где известны древнейшие индские отложения зон Otoceras boreale и Oconcavum.

Раннетриасовая трансгрессия достигает своего максимума в раннем оленёке, что связано еще и с эвстатическим поднятием уровня Мирового океана и максимальным выравниванием обстановок седиментации в это время [Бычков, 1994].

Начавшаяся в позднем оленёке регрессия моря существенно не изменила палеогеографическую обстановку. На рассматриваемой территории, в Яно-Колымском бассейне за индский и оленёкский века сформировалась мощная (в среднем, 750–1400 м) толща тонкотерригенных пород, зачастую с тонкой горизонтальной слоистостью, со множеством конкреций – глинистых, глинисто-карбонатных, фосфатно-глинистых, реже кремнистых (ампирская свита).

Позднеоленёкская регрессия моря продолжалась в раннем анизии. Море отступало к востоку от Сибирской суши. В раннем–позднем анизии новая тихоокеанская трансгрессия открыла доступ в Яно-Колымский бассейн множеству аммоноидей, относящихся к числу эндемичных бореальных и североамериканских родов.

В ладине и начале карния обстановки осадконакопления были сходны с анизийскими. В Яно-Колымском бассейне формируются мекчергинская и ада-чубукская свиты общей мощностью до 1600 м. В их составе преобладают алевролиты и глинистые алевролиты, идет очень постепенное нарастание песчаной составляющей в разрезе. Нередки горизонты ритмичного переслаивания пород.

Очередной трансгрессивно-регрессивный цикл заканчивается в ладинско-раннекарнийское время, связанное с весьма заметным обмелением морского бассейна, что обусловило появление в нем большого количества брахиопод, отсутствующих до этого в осадках триаса. Брахиоподы представлены главным образом бореальными эндемиками (*Pennospiriferina, Costispiriferina, Holcorhynchia, Planirhynchia* и др.). Среди аммоноидей преобладали бореальные натгорститиды (I*ndigirites, Nathorstites* и др.), птихитиды, кладисцитиды, на смену которым в начале карния пришли первые трахицератиды («*Protrachyceras*»). Среди двустворок доминировали космополитные *Daonella, Magnolobia,* появились *Zettelihalobia, Primahalobia*. Поддерживались связи Яно-Колымского бассейна с другими бореальными морями.

В раннем карнии, в фазу seimkanense, совпадающую с основанием кедонского горизонта, началась новая трансгрессия, сопровождавшаяся углублением морской акватории Яно-Колымской области и соседних акваторий на северо-востоке [Бычков, 1994]. Осадки вновь становятся более глинистыми, из

биоценозов исчезают брахиоподы и бентосные двустворки. Начинается расцвет пелагических галобиид и сиренитид в составе аммоноидей.

Море оставалось глубоким до конца карния. В Яно-Колымском бассейне отлагались преимущественно тонкие глинистые илы с карбонатными и фосфоритовыми конкрециями, иногда с тонкими (мм) слойками алевритов и небольшой примесью алевритового и песчаного материала. Однако в восточной части бассейна устанавливаются более грубообломочные осадки, включающие подводно-оползневые брекчии (эгеляхская свита), отражающие обстановку континентального склона на границе зарождающегося Иньяли-Дебинского бассейна.

Норийский век характеризуется усилением тектонической активности в регионе, активизацией движений по глубинным разломам, а в позднем нории и рэте – проявлением средне-основного вулканизма на близлежащих (восточнее) территориях.

В раннем–среднем нории заканчивается крупный этап в седиментологической истории триаса Яно-Колымского бассейна, продолжавшийся от инда до норийского века (Куларский этап, по данным [Репин, Полуботко, 2008]). Осадки его последнего, третьего подэтапа, охватывающего карний и нижний норий с низами среднего, образуют полный трансгрессивно-регрессивный цикл и составляют (снизу вверх) турахскую толщу, таклаунскую и змейкинскую свиты общей мощностью 3000 м. В целом этот этап характеризуется почти исключительно терригенным в основном тонкотерригенным осадконакоплением. Последнее носит цикличный характер (за время этапа отмечено пять трансгрессий), проходит в условиях пассивной континентальной окраины с ослабленной тектонической активностью. За время этапа сформировалась толща пород мощностью до 6000 м.

С наступлением следующего юкагирского этапа (позднетриасовый–среднеюрский [Репин и др., 1993]) отмечается усиление тектонической активности; движения блоков земной коры приводят к заметной активизации андезитового вулканизма. С норийского века седиментационный процесс в регионе имел трансгрессивный характер. Поздненорийская трансгрессия на северо-востоке совпала с самым низким в триасе эвстатическим уровнем Мирового океана. Верхненорийские отложения зоны Ochotica с небольшим или значительным стратиграфическим перерывом перекрывают более древние триасовые или верхнепалеозойские породы во многих районах северо-востока [Бычков, 1994], что привело к обмелению и образованию ракушняковых банок-отмелей в бассейнах многих районов мира. Такая банка, заселенная в основном двустворками рода *Monotis*, известна и на территории листа Q-55 (някуньинская свита).

В рэтском веке на фоне продолжающейся трансгрессии происходит углубление акватории региона. Однако на территории листа Q-55 отложения рэта в разрезе триаса Яно-Колымского палеобассейна не установлены.

Цикличность развития и эволюция палеобиот для остальных палеобассейнов территории листа Q-55 столь детально не изучены. Большая часть Омулевского микроконтинента в раннем триасе, по-видимому, представляла собой крупный остров. Морские осадочные отложения известны здесь, начиная с анизия (незнайкинская толща). Они представлены довольно глубоководны-

ми тонкотерригенными осадками с многочисленными остатками головоногих моллюсков. Строение разреза этого интервала, вероятнее всего, отвечает обширной анизийско-раннекарнийской трангрессии, проявленной в соседнем Яно-Колымском бассейне. Норийская эрикитская толща отражает позднеторийскую трансгрессию. Близкая с ней по возрасту сердитинская толща в своем составе содержит туфогенный материал, что указывает на влияние расположенных с востока (в современных координатах) окраинноокеанических бассейнов с активным подводным вулканизмом.

Триасовые отложения Верхнезырянско-Ясачненской, Нижнебулкутской СФЗ и Алазейской СФО отражают унаследованный от каменноугольно-пермского времени латеральный ряд перехода от эпиконтинентального бассейна Омулевского микроконтинента к окраинноокеаническому бассейну с активной ролью в осадконакоплении океанического и островодужного вулканизма.

Ранне-позднеюрский подэтап. Образования ранне- позднеюрского подэтапа геологического развития на территории листа Q-55 наиболее полно представлены в пределах Иньяли-Дебинского террейна. Учитывая специфические условия формирования и современную структурную приуроченность этих образований, палеогеографическое пространство их накопления названо Иньяли-Дебинским бассейном. Геоисторический анализ Иньяли-Дебинского палеобассейна в ранней–средней юре с использованием данных по палеобиотам был также выполнен И. В. Полуботко в работе [Государственная … , 2016], материалы которой использованы в данной записке.

С началом юры (геттанг – ранний синемюр) на продолжающиеся процессы опускания дна бассейна (главным образом в пределах Иньяли-Дебин-Сугойской СФЗ) накладывается субглобальная трансгрессия, проявившаяся практически на всем Северо-Востоке. Преобладающими становятся обстановки глубокого шельфа и псевдоабиссали. На фоне пенеплена в областях сноса это привело к накоплению в морских бассейнах тонкого терригенного материала.

Осадконакопление в Иньяли-Дебинском бассейне сопровождалось вулканической деятельностью: формировались аргиллиты, кремнистые и туфогенные («крапчатые») аргиллиты и туфосилициты кадыкчанской свиты. В чередовании пород участвуют также маломощные пласты разнозернистых несортированных туфопесчаников и туфогравелитов. Такое изобилие пирокластического материала обусловлено скорее всего вулканизмом расположенного к западу Кобюминского рифта. В юго-восточной части бассейна (в пределах Дебин-Сумунской СФЗ) в осадках становится больше алевролитов и грубого терригенного материала: песчаников, гравелитов и конгломератов в виде прослоев и линз (бюченнахская свита). Несколько обогащается состав фаунистических комплексов. Однако в целом этот комплекс беден и однообразен. В составе геттангской морской биоты преобладают мелкие тонкораковинные и тонкоребристые субпелагические двустворки *Otapiria originalis* (Kipar.), которые могли вести псевдопланктонный образ жизни, прикрепляясь к обрывкам плавучих водорослей. Еще бóльшее распространение имели криноидеи (*Seirocrinus alaska*), остатки которых в виде члеников стеблей наиболее часто встречаются в геттанг-синемюрских (а также плинсбахских) отложениях, и нередко их скопления сохранялись в породах в виде линз криноидных из-

вестняков. Редкие аммониты (*Waehneroceras, Coroniceras*) также обитали в основном в юго-восточной части бассейна и южнее.

С середины синемюра до конца плинсбаха весь регион проходит регрессивную стадию седиментогенеза [Репин, Полуботко, 2008; Репин, 2010]. Происходит постепенное обмеление бассейнов, сопровождаемое прогрессирующим погрубением осадков и увеличением их мощности. Регрессивная тенденция процесса осадконакопления осложняется трансгрессией начала позднего плинсбаха. Однако в Иньяли-Дебинском бассейне регрессивная тенденция плинсбахского осадконакопления, как и позднеплинсбахская трансгрессия, практически не проявились или проявились незначительно, поскольку геттанг-синемюрские и плинсбахские отложения в целом однотипны, образуя единую кадыкчанскую свиту на юго-западе листа, а юго-восточнее – нижнюю и среднюю подсвиты бюченнахской. Бассейн оставался глубоководным, продолжалось опускание дна бассейна, осадки содержат пепловый и туфогенный материал – результат продолжающейся вулканической деятельности.

Вдоль (северо-восточного и юго-западного) ограничений Иньяли-Дебинского бассейна, по-видимому, в самом конце плинсбаха происходили контрастные по отношению к углубляющемуся бассейну тектонические движения. Поднимается выше уровня моря бóльшая часть Омулевского микроконтинента (нижняя юра присутствует фрагментарно и только на юго-западном краю территории Омулевского террейна).

Глобальная раннетоарская трансгрессия (самая значительная за юрский период) на северо-востоке Азии проявилась расширением бассейна на запад, в пределы Лено-Вилюйской равнины. В то же время происходит резкое углубление акватории, связанное с тектоническими процессами раздвига. Геологически мгновенно на смену доминирующим в позднем плинсбахе обстановкам мелководного шельфа с глубинами 20–50 м пришли обстановки глубокого шельфа (150–200 м) и псевдоабиссали. Это период максимального раскрытия межконтинентального рифтогенного трога. Предполагается, что при этом могли быть вскрыты фрагменты океанической коры (рассеянный спрединг), однако интенсивное накопление терригенного материала замаскировало этот процесс. На возможность вскрытия нижних слоев земной коры в это время указывают известные к юго-западу от рассматриваемой территории раннеюрские базальты Кобюминского рифта и присутствие туфогенного материала в осадках самого Иньяли-Дебинского палеобассейна.

В начале раннетоарской трансгрессии была почти полностью разрушена структура донных сообществ, морская биота испытала полное обновление, трансгрессия способствовала проникновению в арктические бассейны новых родов аммоноидей и, впервые, белемнитов [Репин, 2010].

Трансгрессивная раннетоарская фаза была краткой – примерно 3 млн лет. С середины или начала позднего тоара морские бассейны Северо-Востока вступают в длительную (поздний тоар–бат, келловей, оксфорд – около 30 млн лет) регрессивную фазу, закончившуюся (уже в поздней юре) континентализацией региона. Трансгрессия замедлила, местами приостановила, но не изменила направленность (тренд) тектонического развития региона к общему воздыманию. Такова была общая тенденция развития Северо-Востока в тоаре [Репин, Полуботко, 1996].

Процессы воздымания в Иньяли-Дебинском бассейне, начавшиеся в позднем тоаре, сопровождались активным подводным размывом дна бассейна: внутренних конседиментационных поднятий и блоков, ограниченных разломами. Движения блоков сопровождались подводной вулканической деятельностью.

Первые «плавающие гальки» – свидетели подводных размывов еще не консолидированного осадка [Гельман и др., 2007] – появляются в отложениях аренской свиты [Бычков, 1961], возраст которой в большей части является ааленским. Глинисто-алевролитовые гальки и мелкие валуны в составе этой свиты еще не содержат фаунистических остатков (что будет наблюдаться в отложениях второй половины средней юры), поскольку в аалене размывались, видимо, самые молодые для того времени осадки раннего и, возможно, начала позднего тоара и позднего плинсбаха, чрезвычайно бедные остатками фауны.

Позднетоарское осадконакопление, происходившее в условиях общего воздымания дна бассейна или отдельных его участков, активного подводного размыва морскими течениями, перемыва, переотложения и транзита осадков, было некомпенсированным, а морское дно – непригодным для жизнеобитания макробентоса. По этой причине в геологической летописи бассейна это время практически не оставило следов. Интересно отметить в этой связи, что на соседней территории листа P-56, но в пределах Иньяли-Дебин-Сугойской СФО (междуречье Бахапча–Буюнда, реки Умара, Нерега, Герба, Мякит), в тоарское время возник и просуществовал до начала байоса остров, покрытый растительностью. В разрезе морской юры этому событию отвечает «угленосная толща» (около 200 м) [Литвинов, Мальков, 1972], возраст которой определяется как тоар – ранний и поздний аален, что подтверждено стратиграфическим положением толщи между фаунистически охарактеризованными свитами и юрским возрастом флоры.

Раннеааленская трансгрессия была обширной и интенсивной. Уже в самом начале аалена (время *replicatum, beyrichi* и *maclintocki*) морской бассейн на северо-востоке Сибирского континента, в том числе в Иньяли-Дебинском бассейне, принял очертания, близкие к позднеплинсбахским. Нижнеааленские (с прибавкой самых верхних слоев верхнего тоара) трансгрессивные отложения, сопоставляемые с основанием регионального ясчанского горизонта, залегают здесь на различных по возрасту слоях плинсбаха, местами, вероятно, нижнего тоара, а вблизи поднятий в южной части листа на р. Индигирка (гора Балтыхтах-Хая) – непосредственно на верхненорийских отложениях [Бычок и др. 1969].

Раннеааленская трансгрессия способствовала распространению и стабилизации однообразных обстановок глубоководного шельфа на огромных территориях. В Иньяли-Дебинском бассейне формировались аренская свита и верхняя подсвита бюченнахской свиты в условиях подводных течений, размывов склонов и дна бассейна, турбидитных потоков и вулканической деятельности. Конгломераты в основании свит, как правило, отсутствуют (отмечаются лишь линзы гравелитов и брекчированных пород), поскольку море наступало на обширные пространства прибрежно-морских равнин. Питающей провинцией являлся, видимо, Омулевский микроконтинент со слабовсхолмленным рельефом.

Позднеааленско-раннебайосская трансгрессия была более динамичной и наступала с востока. Она продвинула береговую линию Иньяли-Дебинского бассейна в сторону Омулевской суши в районе верховий р. Омулёвка [Ермоленко, 1997], всюду оставляя следы в виде конгломератов от 1–2 до 10 м мощностью. В бассейне формируются мощные толщи трехкомпонентного флиша (низы мередуйской свиты, ульбутаканская толща).

В позднем байосе произошли изменения в составе и режиме накопления осадков в Иньяли-Дебинском бассейне. На смену преимущественно глинисто-алевролитовым тонкослоистым флишевым и флишеподобным отложениям приходят существенно песчаниковые толщи, состоящие из мощных пачек массивных песчаников, прослаивающихся пластами аргиллитов, алевролитов и пачками флишоидного переслаивания всех трех разновидностей пород (верхи мередуйской, момантайская свиты). М. Л. Гельман [Гельман, 2000; Гельман и др. 2007] полагает, что среднеюрские песчаники Иньяли-Дебинского палеобассейна отличаются постоянным присутствием в них витрической вулканогенной кластики (афировые обломки с гиалопилитовой структурой, характерная форма зерен кварца и андезина), что позволяет назвать их тефрогенными натриевыми аркозами. Из этого М. Л. Гельман делает вывод, что « … переход от флишеподобного накопления терригенных толщ к образованию мощных песчаных пачек знаменует собой первое проявление кислого вулканизма (в песчаниках накоплена средняя и кислая тефра), предвещающее становление колымских батолитов. Центры среднеюрских эксплозий находились там, где затем, уже в поздней юре, образовались очень крупные массивы субвулканических дацитов: в хр. Сарычева и в верховье руч. Буордах (левый приток р. Мома). Огромные объемы кристаллокластики, как палящие тучи, двигались в виде турбидитных потоков, частично перерабатывались водными течениями, взмучивали и перемещали осадок на дне моря. В перерывах между вулканическими пароксизмами он вновь отлагался» [Гельман и др., 2007]. Так можно представить образование толщ тефрогенных песчаников в конце позднего байоса и, по-видимому, бата в акватории всего или бóльшей части Иньяли-Дебинского бассейна, поскольку характеристика песчаников, как ее дают Ю. М. Бычков [1961] и М. Л. Гельман и др. [2007], очень устойчива на всей занятой ими площади. Все эти признаки дают основание полагать, что примерно с рубежа байоса и бата Иньяли-Дебинский бассейн перешел из состояния рифтогенного окраинного моря (микроокеана) в состояние задугового бассейна Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, каковым он оставался до середины кимериджа.

На северо-востоке листа Q-55 в пределах Алазейского террейна раннесреднеюрский разрез (до начала байоса) унаследованно отражает обстановку Алазейской вулканической островной дуги. В это время в основном формировались морские туфовые толщи среднего и смешанного состава, перемежающиеся с горизонтами туфогенных песчаников и конгломератов (пологинская, сылгынская, курунурийская свиты). В эти толщи внедрялись граниты и граносиениты курун-юряхского комплекса. Однако в байосе доля пирокластического материала в осадках резко снижается, обломочные породы в большей степени становятся вулканомиктовыми, что интерпретируется как

переход Алазейской дуги в состояние остаточной (невулканической) островной дуги, каковой она оставалась до конца юры.

Между Яно-Колымским бассейном и Алазейской островной дугой в ранней юре существовал промежуточный морской бассейн, отложения которого представлены олгуинской толщей на территории Верхнезырянско-Ясачненской СФЗ Рассошинской СФО. Бассейн скорее всего существовал над подножием континентального склона Увязкинского палеобассейна.

В конце этапа, со смещением во времени в разных частях территории, происходит мощнейшая тектоническая перестройка всего структурного плана, магматическая активизация различной геодинамической природы. Геологические последствия этих событий отражены в описании следующего этапа.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕЮРСКИЙ ЭТАП

Временные рамки данного и предшествующего этапов частично перекрываются. Это обусловлено тем, что важнейшие мезозойские тектонические события, приведшие к складчато-надвиговым деформациям, к кардинальным изменениям всего структурного плана территории, к смене морского режима континентальным, происходили не одновременно в различных частях территории.

В средней юре начинаются крупнейшие тектонические события, определившие в конечном итоге современный облик всего Тихоокеанского складчатого пояса. Со среднеюрской эпохи для территории листа Q-55 значительно повысилась роль континентального режима, морской бассейн испытал закономерное регрессивное сокращение. Большая часть Омулевского микроконтинента вышла из-под уровня моря и явилась местом размыва и сноса. Это крупное событие рассматривается как начало неравномерно проявившегося этапа аккреции сначала в форме амальгамации группы террейнов (Индигиро-Омолонский супертеррейн), а затем собственно аккреции к Сибирскому палеоконтиненту. Таким образом, в средней юре начал формироваться постаккреционный структурный этаж, характеризующийся собственной, независимой от предшествующих этапов структурной и формационной зональностью.

Геологическая история этого важнейшего для рассматриваемой территории этапа разделяется на ряд подэтапов.

Поздний байос-раннекелловейский подэтап предшествовал заложению и дальнейшему развитию Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. В этот период на территории Омулевского террейна происходят блоковые движения, размыв поднятий и формирование впадин, заполняющихся груботерригенными осадками. Начало этого подэтапа и этапа в целом зафиксировано толщей базальных конгломератов и горизонтами олистостром позднебайосского–келловейского возраста (белоручьевская толща, низы илиньтасской серии), перекрывающих с резким угловым несогласием подстилающие толщи палеозоя и триаса, т. е. в этой части территории проявилась среднеюрская (байос-батская) складчатость, сопровождаемая самыми ранними надвигами. В этот же период прекратила свое существование Алазейская вулканическая дуга, перешедшая в состояние остаточной островной дуги. Тектонические

движения в этом подэтапе связаны с глобальным импульсом расширения Тихого океана, с одной стороны и, продолжающимися процессами рифтогенеза со стороны Иньяли-Дебинского бассейна, с другой.

На территории Иньяли-Дебин-Сугойской СФО (Иньяли-Дебинский бассейн) в это время без перерыва и несогласия продолжается интенсивная терригенная седиментация и в вытянутых морских глубоководных бассейнах накапливаются мощные (до 2000–3000 м) флишоидные толщи терригенных осадков. Однако в конце байоса, в келловее и начале кимериджа осадки Иньяли-Дебинского бассейна становятся более грубыми, исчезает ритмичность, появляется значительная примесь пирокластического материала, что явилось отражением тектонической и магматической активизации в соседних районах и в самом бассейне. Местами, ближе к границе с Омулевским террейном, проявлялся размыв подстилающих толщ, галька которых присутствует в среднеюрских конгломератах. Возможно, бассейн служил также и областью транзита материала.

Келловей-раннекимериджский подэтап. Конец средней и поздняя юра были насыщены событиями. Прежде всего на этот период приходится максимум тектонической активности в постаккреционный этап развития. Осадконакопление происходило в нестабильных, меняющихся морских, лагунных и континентальных условиях с параллельно действующими вулканами Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. Исследования Е. Ф. Дылевского [1988, 1994] позволили установить гетерогенную природу пояса. Выявленная Е. Ф. Дылевским петрологическая, петрохимическая, структурная и возрастная латеральные зональности пояса дают основание утверждать, что различные его элементы формировались в различных, по сути альтернативных, геодинамических обстановках.

Вулканизм северо-восточной части Уяндино-Ясачненского пояса (Илиньтасская тектоно-магматическая зона, Илиньтасская СФЗ) протекал в режиме растяжения морского ложа, то есть в субокеанической обстановке. На это указывают существенно базитовый состав вулканитов Илиньтасской зоны, близость базальтоидов толеитовой серии, натриевый профиль их щелочности, соотношение Al_2O_3 и MgO, позволяющие сопоставлять их с вулканитами океанических хребтов и глыбовых поднятий в океанах [Дылевский … , 1994], исключительно подводный трещинный характер вулканизма, наличие подушечных лав, обилие пирокластики. Таким образом, после амальгамации террейнов, на месте современной Илиньтасской СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО в келловее была регенерирована обстановка океанического бассейна (Илиньтасский микроокеан) с подводными излияниями вулканитов преимущественно базальтового состава (формация натриевых базальтов повышенной щелочности – илиньтасский осадочно-вулканический комплекс). Новообразованная океаническая кора выполняет крупные трещинные структуры (Элекчанский и Гармычанский грабены), взаимодействуя с континентальным блоком Омулевского террейна по трансформному разлому. Вдоль трансформной границы в келловее–оксфорде происходят подводные излияния вулканитов контрастной формации натриевых базальтов-риолитов, внедряются небольшие массивы анорогенных гранитоидов – дифференциаты базальтовой магмы (Рассошинский массив).

В конце оксфорда трансформный режим сменяется субдукционным. Вследствие субдукции коры Илиньтасского микроокеана под Индигиро-Омолонский супертеррейн, в пределах последнего в конце оксфорда – в кимеридже развивается вулканизм островодужного типа. По интегральному составу продуктов вулканизм был андезитовым, известково-щелочной серии. В направлении с северо-востока на юго-запад вулканические ассоциации сменяются в следующей последовательности: базальт-андезитовые – андезит-дацитовые – андезит-риолитовые, риолитовые, трахириолитовые (улахан-чистайская группа вулканических комплексов). В этом же направлении прослеживается омоложение вулканитов от оксфордского до кимериджского возраста, в породах одинакового состава происходит увеличение общей щелочности и увеличение доли калия в сумме щелочей [Дылевский, 1994]. Извержения происходили в основном в пределах Омулевского террейна как в акватории, так и в наземных условиях (на островах). Одновременно внедряются небольшие массивы гранитоидов (сугунский диорит-гранодиоритовый комплекс). Таким образом, на юго-западном крыле Уяндино-Ясачненского пояса возникает тектоно-магматическая зона, соответствующая по составу магматическим образованиям и строению зрелой (энсиалической) островной вулканической дуге (Дарпирская тектоно-магматическая зона Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса, Дарпирская СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО).

Максимум интенсивности вулканизма приходится на кимеридж. Позднеоксфорд-раннекимериджские вулканогенные образования всюду перекрывают подстилающие толщи с угловым и стратиграфическим несогласием. В соседней Дебин-Сумунской СФЗ без прерыва в раннем кимеридже продолжается накопление терригенных осадков (молиджакская свита). Существовавший здесь с конца триаса морской прогиб в середине юры перешел в режим задугового прогиба соседней Уяндино-Ясачненской островодужной системы. Нижнекимериджская молиджакская свита является самым верхним (последним) элементом задугового осадконакопления в Иньяли-Дебинском бассейне. Там же молиджакская свита с угловым несогласием перекрывается позднекимеридж-титонскими кислыми лавами и туфами улахан-чистайской вулканической группы (серганьинская свита), т. е. первые проявления складчатости в пределах Иньяли-Дебин-Сугойской СФО проявились в конце кимериджа. Однако для территории в целом это второй импульс мезозойской складчатости. Позднекимериджские движения сопровождались надвигами.

К раннему кимериджу относятся и многочисленные дайки нера-бохапчинского комплекса, так как все они являются доскладчатыми, но при этом характеризуются позднеюрскими изотопными датировками.

Позднекимериджский–титонский подэтап. На территории Омулевского террейна в конце кимериджа вулканизм затухает на фоне продолжающейся вулканической активности на соседней территории Иньяли-Дебинского террейна. Таким образом, на рубеже титона и кимериджа произошло перемещение магматической активности в юго-западном направлении (в современных координатах). Такое смещение объясняется либо «миграцией» зоны субдукции в юго-западном направлении с сохранением ее наклона на юго-запад, либо переходом субдукционной активной окраины в режим трансформной окраины калифорнийского типа [Ханчук и др., 1997, 2004]. Вулка-

низм принимает черты вулканической дуги окраинно-континентального типа; вулканические образования раннетитонского возраста Сумуно-Урультунского прогиба перекрывают со структурным несогласием складчатые структуры Иньяли-Дебинского террейна. Во фронте дуги в деформированное тело Иньяли-Дебинского террейна внедряются крупные массивы гранитоидов Главного колымского плутонического пояса.

Природа гранитоидов Главного колымского пояса также неоднозначна. Часть из них относится к гранитам I типа, что может указывать на их субдукционную природу (басугуньинский гранит-гранодиоритовый комплекс соседнего листа P-55, некоторые массивы колымского гранитового комплекса). Это подтверждается и современными изотопными датировками в цирконах (U-Pb SHRIMR) гранитоидов Главного колымского плутонического пояса, значения которых варьируют в интервале 155–145 млн лет с модальным значением около 150 млн лет. Те же даты получены и из покровов и субвулканов улахан-чистайской вулканической группы в пределах Иньяли-Дебинского террейна. Другая часть крупных массивов гранитового колымского комплекса (двуслюдяные повышенной глиноземистости) ближе к S типу, что многими исследователями трактуется как фактор их коллизионного происхождения. Они могли возникнуть как продукты внутриплитной коллизии [Некрасов, 2017], синсубдукционной коллизии при погружении под континентальный блок обезвоженной плиты [Добрецов … , 2011], или при коллизии в конце титона энсиалической островной дуги с Иньяли-Дебинским и Кулар-Нерским террейнами. В пределах Главного Колымского плутонического пояса южнее, на листе P-55, известны также позднеюрские массивы умереннощелочных гранитов, близких к гранитам А типа (негаяхский комплекс). Такая пестрота геохимических типов гранитов более всего отвечает магматизму трансформных континентальных окраин калифорнийского типа [Ханчук и др., 1997, 2004].

С противоположной (северо-восточной) стороны окраинно-континентальной магматической дуги сформировался Илиньтасский прогиб, выполненный мощной серией (5000–8000 м) морских флишоидных отложений титонского возраста (бастахская серия). Под отложениями прогиба оказалась погребенной большая часть вулканитов Уяндино-Ясачненского пояса. В зависимости от природы магматических дуг титонского возраста этот прогиб может рассматриваться либо как преддуговой прогиб надсубдукционного окраинно-континентального пояса, либо как турбидитовый бассейн трансформной континентальной окраины.

Таким образом, формирование нижнего структурного яруса постаккреционного этажа происходило в бассейнах, в вулканогенных и плутоногенных поясах различных геодинамических типов. В конце титонского века и в начале мелового периода большая часть территории листа становится сушей.

РАННЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

Традиционно геологическая история раннего мела центральных районов Северо-Востока России рассматривалась совместно с позднеюрской эпохой, так как нет отчетливых несогласий между титонскими и нижнемеловыми

отложениями, а многие магматические комплексы датировались как позднеюрско-раннемеловые. Последнее обстоятельство в основном было обусловлено отсутствием достоверно задокументированных геологических соотношений, а также низкой точностью и воспроизводимостью изотопно-геохронометрических методов. Внедрение в геологическую практику последних лет высокоточного и воспроизводимого U-Pb метода определения абсолютного возраста магматических образований показало, что в рассматриваемых районах четко разделяются позднеюрская и раннемеловая эпохи магматизма. К началу мела большая часть территории центральных районов Северо-Востока России представляла собой континентальную сушу, в разной степени расчлененную на горные сооружения и континентальные впадины. Однако фрагмент морского бассейна, по-видимому, еще оставался между Индигиро-Омолонским и Алазейским террейнами (Илиньтасский микроокеан). Следы этого бассейна скорее всего погребены под кайнозойскими отложениями Ожогинской и Абыйской впадин, о чем косвенно свидетельствует высокоградиентная положительная магнитная аномалия под ними.

Произошедшая на рубеже юры и мела коллизия (либо трансформное сочленение) позднеюрской энсиалической островной дуги с террейнами, окружающими окраину Сибирского континента, вызвала новый (третий) импульс позднемезозойских деформаций и надвигообразования, в большей степени затронувший уже деформированные Иньяли-Дебинский и Кулар-Нерский террейны. В основании аллохтонных пластин в раннем мелу возникли зоны мигматизации и зародыши гранитно-метаморфических куполов, установленные на соседнем к югу листе P-55 [Государственная … , 2016]. Одновременно к западу на территории листов Q-53, Q-54 сформировались секущие складчатость магматические зоны юго-западного (в современных координатах) простирания, состоящие из небольших массивов гранитоидов (бакы-дербекинский плутонический комплекс) и линейных ареалов даек кислого и среднего состава). Этими процессами была окончательно «запечатана» субдукционная зона юго-западного падения, инициировавшая островодужный и окраинно-континентальный магматизм в течение келловея–поздней юры. Возникший в середине юры Илиньтасский микроокеан не был полностью «поглощен» позднеюрской субдукцией. Вместе с тем в мелу за счет ротационного движения Новосибирско-Чукотского блока со стороны современной Арктики, нарастало давление с северо-востока. В этой геодинамической обстановке началось погружение ложа Илиньтасского микроокеана в северо-восточном направлении под континентализированный блок отмершей к тому времени Алазейской островной дуги (Алазейский террейн). Процесс субдукции инициировал наземный вулканизм окраинноконтинентального типа в пределах Алазейского террейна, началось формирование Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса (Алазейско-Индигирская тектоно-магматическая зона Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса). Раннемеловые вулканиты здесь представлены наземными андезитами, дацитами и андезибазальтами нельканской свиты, риолитами, трахидацитами, трахиандезитами кадылчанской и северосидедемской свит; плутонические образования – дойдинским диорит-гранодиоритовым комплексом. Между вулканическими свитами присутствуют

размывы и угловые несогласия, что является характерной чертой наземных вулканических поясов.

В тылу Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса образуется континентальный преддуговой прогиб, компенсационно заполняющийся аллювиальными, озерно-болотными и прибрежно-дельтовыми осадками с погребенной наземной растительностью (ожогинская, силяпская, буор-кемюсская угленосные свиты Индигиро-Зырянского прогиба). Как было указано выше, участие континентальных угленосных прогибов в качестве преддуговых в надсубдукционных структурах – не редкость. Таковые, например, описаны для меловой островодужной системы Восточно-Сахалинской складчато-надвиговой зоны [Гранник В. М., 1990].

Вся остальная территория к юго-западу от Индигиро-Зырянского прогиба представляла собой горный рельеф с межгорными впадинами, в которых также зачастую шло накопление угленосных отложений.

На рубеже раннего и позднего мела Илиньтасский океанический бассейн полностью «закрывается». Алазейский террейн сталкивается с Индигиро-Омолонским супертеррейном. В результате деформируются отложения Индигиро-Зырянского бассейна, срываются и перемещаются по надвигам на юго-запад фрагменты Аргатасско-Поповкинского и Рассошинского террейнов, деформируются вулканогенные и осадочные образования позднеюрских прогибов и грабенов (Элекчанского, Гармычанского, Илиньтасского, Сумуно-Урультунского). Фрагменты Индигиро-Омолонского супертеррейна и Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса по надвигам и сдвигам перемещаются в пределы Иньяли-Дебинского террейна. Это был уже четвертый весьма мощный импульс позднемезозойской складчатости на рассматриваемой территории.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ ЭТАП

С «закрытием» в конце раннего мела Илиньтасского микроокеана вся рассматриваемая территория перешла в состояние континентальной суши. Грандиозные процессы конвергентного и взаимодействия вновь образованной аккреционной окраины Евразийского континента с Тихоокеанской литосферной плитой к югу от рассматриваемой территории (формирование надсубдукционного Охотско-Чукотского вулканогенного пояса) инициировали тектоно-магматическую активизацию всей территории Северо-Востока Азии. Необходимо также учитывать, что рассматриваемая территория являлась довольно узким континентальным перешейком между Тихим океаном и расширяющимся Атлантическим, т. е. уже тогда могла зарождаться дивергентная граница Евразийской и Северо-Американской литосферных плит.

Наиболее ярко процессы позднемеловой активизации проявились в пределах Алазейско-Индигирской тектоно-магматической зоны Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса. Они выразились в виде субмеридиональной рифтогенной зоны, выполненной наземными лавами, туфами и субвулканическими телами трахибазальтовой формации (хангатасский трахиандезит-базальтовый осадочно-вулканногенный комплекс). Внутри и в обрамлении

этой зоны внедрялись небольшие массивы хадаранского габбро-монцонит-сиенитового комплекса.

В юго-западных районах рассматриваемой территории в позднем мелу локально проявился континентальный рифтогенез в виде угленосных впадин, известных к югу от южной рамки листа [Государственная … , 2016]. С этими впадинами ассоциируют дайки, гипабиссальные интрузии умереннощелочных магматических пород, образующие магматические зоны субширотного и северо-восточного простирания. На территории листа Q-55 эти образования представлены хуламринским трахидолерит-монцодиоритовым комплексом.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Кайнозойский этап развития территории начался в палеогеновый период. Палеоген и неоген – это период заложения и формирования континентальных впадин северо-западного простирания, большая часть из которых связана с Момской рифтогенной системой зараждающейся диффузионной границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит.

Заложение впадин началось в палеоцене. Саканьинская свита основания Абыйской впадины датируется ранним палеоценом (датский ярус). Свита с размывом и структурным несогласием перекрывает отложения нижнего мела и верхней юры. В течение палеогена и раннего миоцена впадина заполнялась аллювиальными и пролювиальными песками, галечниками, поставляемыми из района Алазейского блока, и лишь в позднем миоцене и раннем плиоцене обломочный материал начал сноситься с противоположной стороны – с Момского хребта [Тектоника … , 2001]. В застойных условиях озер и болот формировались глинистые осадки, торф, бурые угли, лигниты. Максимальная скорость накопления осадков приходится на олигоцен. Формирование чешуйчатых надвигов вдоль юго-западного борта впадины датируется концом миоцена – началом плиоцена, что обусловлено резким поднятием Момского хребта [Тектоника … , 2001].

Следующая к западу крупная Момо-Селенняхская впадина заложилась в более позднее время. Установленные в ней на площади листа Q-55 самые древние образования сюртяхской толщи датируются миоцен-плиоценом. Однако наличие в борту впадины субвулканических даек с возрастом 16 млн лет дает основание считать, что время ее заложения – не позднее раннего миоцена.

По-видимому, еще более молодой возраст заложения имеет Улахан-Чистайская впадина, расположенная к юго-западу от Момо-Селенняхской. По данным О. В. Гриненко с соавторами [Палеоген … , 1998], нижняя угленосная толща впадины имеет позднемиоценовый возраст.

Таким образом, заложение впадин Момской рифтовой системы омолаживалось в направлении с северо-востока на юго-запад. Соответственно, современную границу Евразийской и Северо-Американской литосферных плит следует трассировать ближе к юго-западному краю Момской системы рифтогенных впадин, т. е. она проходит примерно вдоль оси и западного склона хр. Черского. Именно эта область обладает максимальной сейсмической активностью в настоящее время (сейсмический пояс Черского). Однако максимальные по интенсивности процессы континентального рифтогенеза, по-ви-

димому, были в олигоцене. На это указывают максимальные скорости осадконакопления во впадинах в это время и активное проявление рифтогенного магматизма. В эоцене на юго-востоке территории в пределах Омулевского террейна внедряются гипабиссальные интрузии (дайки, штоки) щелочных и умереннощелочных габброидов, сиенитов, лампрофиров (омулевский тешенит-трахидолерит-лампрофировый гипабиссальный комплекс). Кайнозойские рифтогенные впадины и магматизм скорее всего являются континентальным продолжением океанического рифта хр. Гаккеля.

Впадины заполнялись терригенным материалом за счет эрозии приподнятых участков суши. В палеогене происходила общая пенепленизация рельефа, о чем свидетельствуют многочисленные находки палеоцен-эоценовых кор выветривания как в днищах впадин, так и на водоразделах. Сформированный в начале палеогена пенеплен в результате последующего воздымания территории и усиления дифференцированных тектонических движений был практически уничтожен процессами эрозионной деятельности. Остатки неогеновых террас локально сохранились вдоль главных водотоков юго-запада территории – бассейны рек Нера, Бурустах. Наиболее полный комплекс террас в долинах этих рек отражает поступательное воздымание, чередование периодов аккумуляции и денудации, причиной которых были существенные климатические изменения на протяжении всего неоплейстоцена. С ними связаны стадии формирования этих террас. В позднем неоплейстоцене на древних денудационных поверхностях накапливались ледниковые, а в долинах рек, кроме того, гляциофлювиальные и аллювиальные отложения, сформированные в два этапа оледенения и в межледниковье. В постледниковое время – в конце позднего неоплейстоцена – голоцене в связи с формированием современного рельефа шло накопление склоновых образований – коллювиальных, делювиальных, солифлюкционных, на вершинных поверхностях – элювиальных, в долинах рек – аллювиальных.

С голоцена, в результате усиления дифференцированных неотектонических движений и существенного потепления климата, преобладают процессы денудации, о чем свидетельствует активное врезание всех речных долин на юго-западе территории (горная система Хребет Черского). Развитие гидросети в современных условиях происходит по ослабленным зонам, образованным в результате растрескивания земной поверхности при воздымании. Северо-восточный угол листа (Алазейское плоскогорье) оставался стабильной территорией на протяжении всего квартера.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория является частью Верхояно-Чукотской горной страны. Основными морфоструктурами являются Алазейское плоскогорье, части Абыйской и Колымской низменностей (с Ожогинским долом), Момский хребет, Момо-Селенняхская впадина и хр. Черского (с Нерским плоскогорьем и хр. Тас-Кыстабыт).

На северо-востоке площади листа расположено Алазейское плоскогорье, характеризующееся на склонах развитием плоских и округлых форм рельефа с абс. выс. до 300–500 м, которые обрамляют высокую центральную часть плоскогорья, представляющую собой крутосклонные горы высотой 700–800 м с осыпями и курумами – кряж Хангас-Тас (до 951 м в северных отрогах). Плоскогорье окаймляется с запада Абыйской низменностью, с юга Ожогинским долом – западным сегментом Колымской низменности.

Абыйская низменность занимает значительную площадь в долине р. Индигирка. Центральная часть низменности представляет собой почти горизонтальную аккумулятивную равнину. Она сильно заболочена, имеет с многочисленные озера и протоки. Минимальные высотные отметки у северной границы листа достигают 26 м. Южнее, в соответствии с общим повышением рельефа, они увеличиваются до 50–100 м.

Ожогинский дол, являясь по сути сегментом Колымской низменности, имеет субширотное направление и отделяет Алазейское плоскогорье от горных сооружений Момского хребта, соединяя Абыйскую и Колымскую низменности. В его пределах протекает река Ожогина. Широким развитием здесь пользуются озера, соединенные между собой протоками.

Колымская низменность на площади листа занимает узкую территорию на востоке. В низменности выделяется наземная дельта, наложенная на предгорный прогиб, гласис, спускающийся от Алазейского плоскогорья, и низкое плато, на котором развита система озер.

Ожогинский дол и Абыйская низменность с юго-запада граничат с Момским хребтом. Основная часть Момского хребта представляет собой среднегорье с высотами 1100–1700 м, в осевой части развит альпинотипный рельеф с высотами 1800–2300 м. На юго-востоке на склонах хребта параллельно его осевой линии с юго-запада обособляются хребты Илинь и Гармычан, с северо-востока – гряда Таскан и хр. Арга-Тас, отделенные от главного хребта Тальчанской межгорной впадиной, и Булкутский горный массив. В междуречье Рассохи и Омулёвки среднегорье сменяется низкогорьем. На юго-западе Момский хребет граничит с Момо-Селенняхской впадиной, отделяющей его

от хр. Черского. С Правомомским разломом, отграничивающим хребет от впадины, связаны два кайнозойских вулкана – Балаган-Тас и Урага-Хая, представляющие собой экструзивные конусы с относительной высотой над долиной 100 и 400 м.

Момо-Селенняхская впадина (Момский рифт) является системой межгорных впадин и в пределах площади листа представлена своей южной частью, состоящей из собственно Нижне- и Верхнемомской впадин и далее на юго-восток обособленных впадин – Нижнесумунской и Омулевской. В пойме р. Мома против вулкана Балаган-Тас находится крупнейшая в России Большая Момская наледь (Улахан-Тарын) протяженностью 26 км, толщиной льда от 3 до 8 м.

Хр. Черского является самым высоким хребтом Северо-Востока России (пик Победа – 3003 м), наиболее высокие (более 2800 м) участки образованы крупными гранитными плутонами и Буордахским субвулканом. Хребет имеет сложное строение. В пределах территории листа он состоит (с севера на юг) из хребтов Хаяргастах и Эрикитский, цепей Елау и Ачмолачанская. На северо-восточных склонах главного хребта параллельно его осевой линии обособляется хр. Улахан-Чистай и Буордахский высокогорный массив. В южной части хр. Улахан-Чистай с запада ограничен Бугчанской межгорной впадиной, состоящей из системы более мелких сегментов (Тирехтяхская, Чугулукская (Джапкачанская), Улахан-Чистайская впадины), а с востока – Нижнесумунской и Дарпирской впадинами.

Нерское плоскогорье расположено к юго-востоку от хр. Черского и занимает большую часть бассейна р. Нера. Здесь характерны покрытые чехлом элювия пологонаклонные или плоские междуречья с выс. отм. 1100–1400 м, к юго-востоку расчлененность рельефа увеличивается и там уже отмечаются высоты до 2076 м (гора Хуламрин) с гребневидными водоразделами и крутыми склонами. На западе плоскогорье граничит с хр. Тас-Кыстабыт, а с юга ограничено Верхненерской (Делянкирской) впадиной и ее сегментами (Тагыньинская, Охотничья, Тирехтяхская, Хангаласская, Джелканская впадины).

Хр. Тас-Кыстабыт представляет собой горное сооружение, вытянутое в северо-западном направлении. Восточная часть хребта охватывает крайний юго-запад территории и представлена крутосклонными альпинотипными горами с максимальными высотами 2235 м, относительными превышениями до 1050 м со следами ледниковой обработки, большинство дренирующих водотоков имеет троговую форму долин.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕЛЬЕФА

По особенностям формирования рельеф рассматриваемой территории подразделяется на три генетические группы рельефа: денудационную, аккумулятивную и техногенную. Описание типов рельефа каждой группы приводится в соответствии с обозначениями на Геоморфологической схеме.

Денудационная группа

В денудационном рельефе выделяются два генетических типа рельефа: экзарационно-эрозионный и эрозионно-денудационный.

Крутые и средней крутизны склоны, созданные экзарацией и эрозионными, нивационными и обвально-осыпными процессами (1), распространены в областях альпийского высокогорья хребтов района на отметках более 1800 м. Он сформировался на субстрате из гранитоидов, вулканитов, роговиков и карбонатно-терригенных пород под воздействием интенсивных неотектонических поднятий.

Для рельефа характерны V-образные долины, крутые склоны обвально-осыпного сноса и узкие гребневидные водоразделы. Экзарационной деятельностью ледников образованы днища и плечи долин-трогов, сквозных долин или трогов-перевалов, а также кары и цирки. Оледенения оказали существенное влияние на морфологию речных долин, имеющих четко выраженный троговый характер. Кары и цирки, как наиболее характерные формы рельефа ледникового происхождения, отмечаются в большом количестве в приводораздельной части хребтов.

Склоны крутые и средней крутизны комплексной денудации, созданные преимущественно обвалами, осыпями и нивальными процессами (2), прилегают к гребневидным водоразделам среднегорных массивов. Созданы эрозией и существенно переработаны обвально-осыпными процессами, распространены на значительной части хребтов на высотах 1200–1800 м. Образованы на субстрате сложнодислоцированных терригенных пород.

Склоны средней крутизны комплексной денудации, созданные преимущественно нивальными процессами (3), развиты в пределах хр. Хангас-Тас на Алазейском плоскогорье. Склоны крутые (20–40°), покрыты курумами. Поперечный профиль долин v-образный, с вогнутыми и прямыми склонами.

Пологие и средней крутизны склоны комплексной денудации, созданные преимущественно солифлюкцией (4), распространены преимущественно в низкогорье с абс. выс. 900–1200 м. Расчленение рельефа неглубокое – 150–200 м. Долины рек на склонах широкие, с аккумулятивными и смешанными террасами различных уровней.

Пологонаклонная равнина, созданная преимущественно солифлюкцией и нивальными процессами (5). Это – пологая равнина с невысокими холмами с пологими 3–5°, реже до 8° склонами и гребневидными вершинами. Склоны холмов и долин изрезаны большим количеством глубоких борозд и рытвин временных водотоков. Склоны обычно сильно заболочены и разбиты морозобойными трещинами на отдельные полигоны.

Пологие и средней крутизны склоны комплексной денудации с участием плоскостного смыва (6) приурочены к седловинам и сглаженным водоразделам на отметках 800–1200 м в пределах низкогорья. Водораздельные поверхности ровные, задернованные, порой заболоченные и залесенные.

Аккумулятивная группа

Поверхности, созданные современной речной аккумуляцией (поймы рек) (7), повсеместно встречаются в долинах всех рек района. Мелкие речки имеют узкую пойму, постепенно расширяющуюся по течению, высота которых возрастает в этом же направлении. На крупных реках, протекающих во впадинах, поймы являются главным элементом строения долин. В то же время

в пределах глубокорасчлененного рельефа, где речная сеть находится в стадии врезания, большая часть рек не имеет хорошо выраженную современную пойму. Поймы рек сформированы во второй половине голоцена.

Поверхности надпойменных террас (8). Для аллювиальных террас всех уровней характерны хорошо выработанные поверхности с четкими бровками. Уступы террас имеют крутые осыпные склоны с коренными выходами или снивелированные делювиально-солифлюкционными процессами выположенные и задернованные склоны. Террасы первого и второго уровней преимущественно аккумулятивные, более высоких уровней – эрозионно-аккумулятивные (цокольные). Надпойменная терраса первого уровня прослеживается почти по всем водотокам, имеет аккумулятивный, иногда смешанный характер. Поверхность террасы ровная, с небольшим уклоном в сторону русла и четко выраженными бровками, участками заболоченная, с озерами и старицами. Тыловой шов отчетливый в долинах крупных рек и погребен под делювиально-солифлюкционными образованиями в долинах мелких водотоков. Терраса второго уровня развита в долинах всех рек и ручьев. В крупных водотоках она аккумулятивная, а в мелких – смешанная. Терраса третьего уровня имеет высоту 15–20 м. Отмечается в виде узких протяженных пологонаклонных заболоченных поверхностей. Террасы четвертого–шестого уровней сохранились лишь в долинах крупных водотоков. Такие террасы прослеживаются по долинам рек фрагментарно. Террасы седьмого–девятого уровней развиты в долинах р. Нера и ее притоков. Поверхности террас ровные, горизонтальные или со слабым уклоном в сторону русла, часто заболоченные.

Пологонаклонная поверхность аллювиально-пролювиальных конусов выноса, шлейфов подножий (9) представляет собой наземную дельту предгорной ступени Момского хребта, распространена в пределах Ожогинского дола и Абыйской низменности, на правобережье р. Мома. Она образована реками, спускающимися с Момского хребта. От подножья гор дельта распространяется на 40–60 км, при этом абс. отм. ее выполаживающейся поверхности снижаются с 300–280 м до 120–100 м. Рельеф поверхностей полого-волнисто-петлеватоструйчатый. Поверхность слабонаклоненных конусов выноса р. Мома имеет плоский, кочковатый рельеф. Она, постепенно снижаясь, плавно переходит в поверхность поймы.

Поверхность, созданная совместной деятельностью рек и озер (10), в Ожогинском доле прослеживается в виде фрагментов вдоль р. Ожогина. Представляет собой ровные, сильно заболоченные низины с большим количеством проток, стариц, термокарстовых и остаточных озер. Ширина описываемой поверхности – 3 км. Высота уступа редко превышает 8–10 м. Возраст поверхности средне-позднеоплейстоценовый.

Поверхность, созданная совместной деятельностью озер и болот (11), имеет исключительно широкое развитие в изученном районе в пределах Абыйской низменности и Ожогинского дола. Ее образование связано с действием просадочно-термокарстовых процессов, главным условием развития которых является наличие высокольдистых отложений и изменение теплового режима.

Поверхности, созданные ледниковой аккумуляцией (12), имеют холмисто-моренный и западинно-бугристый рельеф с абс. выс. 700–1200 м, частично переработанный современными эрозионными процессами.

Пологонаклонные поверхности флювиогляциальных террас (13) представлены слабовсхолмленными, пересеченными множеством русел отмерших водотоков поверхностями. В днищах троговых долин встречаются валы конечных и боковых морен, эрратические валуны.

Пологонаклонные поверхности, сформированные подпрудными ледниковыми озерами (14), чаще всего занимают долины притоков крупных рек, заполненных большеобъмными моренами, препятствовавшими впадению небольших водотоков в позднем неоплейстоцене.

Лессово-едомная равнина (15) представляет собой поверхность юго-западного склона Ожогинского дола и Абыйской впадины. Ее образование связано с действием эолово-криогенных процессов. Поверхность субгоризонталная, слабо наклонена к руслу р. Ожогина. Ширина поверхности достигает 40 км, понижаясь при этом на северо-восток с отметок 240 до 100 м.

Пологонаклонная равнина, созданная совместной деятельностью рек, временных водотоков и плоскостного смыва (16), сформирована на относительно малоопущенном северном крыле Ожогинского дола, а также на склоне от Алазейского плоскогорья в Орто-Тирехтяхскую впадину. К Ожогинскому долу она обрывается эрозионным уступом высотой до нескольких десятков метров. Рельеф ее малоконтрастный. Возраст равнины, представляющей пологий предгорный шлейф, намытый временными потоками, определяется как ранне-средненеоплейстоценовый.

Пологонаклонная поверхность вулканических покровов (17) представляет собой конус с ровными склонами. Склоны пологие – 20–22°. Абс. выс. – 993 м. Поверхность создана лавовыми потоками, расположена на правом берегу р. Мома на высоте 600–1000 м. Поверхность имеет овальную форму в плане размером 7–9 км в поперечнике.

Поверхности, образованные в результате техногенных процессов (18), связаны с деятельностью горнодобывающих предприятий. К ним относятся отвалы горных пород, карьеры, отстойники, дороги и другие техногенные объекты. Микрорельеф поймы и террасового комплекса существенно изменен в результате интенсивной отработки россыпей золота. Огромные массы перемещенных в отвалы рыхлых горных пород не только формируют элементы техногенного рельефа, но и участвуют в современных флювиальных процессах.

Из примечательных особенностей Абыйской низменности, Ожогинского дола и Момо-Селенняхской впадины нужно отметить широкое распространение элементов бифуркаций речной сети, которые однозначно интерпретируются как проявления процессов одряхления рельефа. Наиболее ярко выражены два таких элемента.

Бадяриха-Бёгёлёх. В южной части Абыйской низменности из р. Бадяриха после ее выхода из гор Момского хребта влево, на север отделяется протока Бёгёлёх, которая после долгих блужданий с многочисленными меандрами среди болот почти параллельно р. Мятись через 80 км впадает в р. Буор-Юрях, которая как, и р. Бадяриха, только раньше (выше), впадает справа в р. Индигирка.

Делькю-Сулаккан. Немного южнее первой бифуркации в северной части Ожогинского дола с Момского хребта стекает р. Делькю, которая после выхода из гор возле наледи так же, как и р. Бадяриха, отдает на север безымян-

ную протоку, которая вскоре впадает в р. Сулаккан, а та в свою очередь ниже, сливаясь с основным руслом р. Делькю, образует р. Ожогина.

Оба случая генетически связываются с таким явлением как одряхление рельефа в условиях обширных впадин и известны в опубликованной литературе с начала 1930-х годов [Материалы … , 1934].

Кроме этих двух примеров подобие бифуркации русел отдельных мелких и средних рек еще в нескольких случаях менее ярко проявлено в Момо-Селенняхской впадине на лево- и правобережных притоках р. Мома, причем в ряде случаев их расположение по долготе совпадает с первыми двумя точками. На левобережье р. Мома при анализе топографических карт масштаба 1 : 200 000 отчетливо видны следующие элементы.

Буордах. От основного русла р. Буордах в 12 км от устья вправо, на восток отделяется безымянная протока протяженностью около 12 км, которая самостоятельно впадает в р. Мома в 10–12 км выше основного устья р. Буордах. Этот элемент расположен практически на одной долготе с бифуркацией *Бадяриха-Бёгёлёх* – около 146° 25–30′.

Онкучах. От основного русла р. Онкучах (левый приток р. Тирехтях в нижнем течении), после выхода из Буордахского высокогорного массива на север отделяется самостоятельная безымянная протока протяженностью более 10–11 км, впадающая в р. Тирехтях севернее основного русла р. Онкучах. Разветвление русла р. Онкучах расположено практически на одной долготе с бифуркациями Буордах и Бадяриха-Бёгёлёх – около 146° 25–30′.

Балаганнах-Са-Тостубут. От р. Балаганнах (левый приток р. Тирехтях в районе устья р. Арга-Тарыннах) в нижнем течении отделяется на северо-восток безымянная протока, которая через 4–5 км впадает справа в р. Са-Тостубут, которая, как и р. Балаганнах впадает в р. Тирехтях.

Тирехтях–протока Медвежья и *протока Медвежья–Арга-Тарыннах.* От р. Тирехтях на широте 65° 10′ в районе наледи на северо-северо-запад отделяется протока с собственным названием Медвежья, а уже от нее через 14 км на северо-запад отделяется короткая безымянная протока, впадающая в р. Арга-Тарыннах, через 4,5–5 км и сама протока Медвежья впадает в р. Арга-Тарыннах, а та в свою очередь еще через 5 км впадает уже в р. Тирехтях. Примечательно, что бифуркация Тирехтях–протока Медвежья расположена практически на одной долготе с бифуркацией Делькю–Сулаккан – около 146° 45′.

Близкие к явлению бифуркации ситуации есть и на правобережье р. Мома.

Калгар-Гуран. От р. Калгар в нижнем течении на север отделяется короткая безымянная протока, которая впадает в руч. Гуран, а тот ниже, разветвляясь на три протоки в районе наледи Канки, впадает в р. Мома на отрезке 3–5 км ниже устья р. Калгар. Примечательно, что эта точка бифуркации расположена абсолютно точно на одной широте с бифуркацией *протока* Медвежья–Арга-Тарыннах – 65° 17′.

Кынгырайдах. От основного русла р. Кынгарайдах в районе устья р. Соланья вправо отделяется безымянная протока, которая через 5–6 км ниже в свою очередь разветвляется на пять мелких проток, впадающих еще через 7–8 км самостоятельно в р. Мома на отрезке около 10 км ниже устья основного русла р. Кынгарайдах. Река Кынгарайдах ниже разветвляется еще на несколько

проток таким образом, что большая их часть впадает в р. Мома, а две крайние левые – в р. Тарын-Юрях.

Начало разветвлений русла р. Кынгырайдах расположено практически на одной долготе с бифуркациями Буордах, Бадяриха-Бёгёлёх и разветвлением русла р. Онкучах – около 146° 25–30′.

Матага-Эселях, Эгебит-Юрюе и *Тарынг-Юрюе.* Три правых притока р. Мома – реки Матага-Эселях, Эгебит-Юрюе и Тарынг-Юрюе в нижнем течении соединены между собой небольшими безымянными протоками, не имеющими отношения к основному руслу р. Мома таким образом, что, не спускаясь по руслу р. Матага-Эселях до устья (до р. Мома), можно через эти протоки попасть сначала в р. Эгебит-Юрюе, затем и в р. Тарынг-Юрюе.

Все элементы бифуркаций на левобережье Момы и известные бифуркации. Бадяриха–Бёгёлёх и Делькю–Сулаккан расположены в узкой субмеридиональной полосе шириной около 14 км (146° 25–45′). Три элемента: *Бадяриха-Бёгёлёх, Буордах и Онкучах* расположены практически на одной линии – 146° 25–30′. Два элемента – *Балаганнах-Са-Тостубут* и *протока Медвежья–Арга-Тарыннах* в свою очередь локализованы в узкой (8–12 км) субширотной полосе (около 65° 20′), на которой в 24 км восточнее рамки листа расположена давно известная в литературе бифуркация Рассоха–Мамота [Материалы … , 1934].

Правобережные бифуркационные элементы бассейна р. Мома расположены западнее и восточнее выше упомянутой субмеридиональной полосы соответственно на 60–65 км и 12 км и только разветвление русла р. Кынгарайдах локализовано на той же долготе, что и Бадяриха-Бёгёлёх, Буордах и Онкучах –146° 25–30′.

Юго-западная часть территории листа охватывает наиболее активную часть Сейсмического пояса Черского [Имаев и др., 2000]. Здесь широко распространены такие формы микрорельефа как палеосейсмодислокации. Классификация и методика изучения палеосейсмодислокаций освещена в работе Б. П. Важенина [2000], в которую вошли примеры из данных по рассматриваемой территории. Наиболее информативными, по мнению Б. П. Важенина, являются гравитационные дислокации, так как они многочисленны, наиболее ярко выражены в рельефе, пригодны для исследования вещественного наполнения и датирования. Характерными гравитационными сейсмодислокациями, образующими малые формы рельефа, являются обвалы, оползни, обвальные плотины и связанные с ними осадки подпрудных бассейнов, промоины и шлейфы прорыва подпрудных вод.

К сожалению, методика картирования форм рельефа, связанных с сейсмодислокациями, пока не разработана. Небольшие размеры палеосейсмодислокаций не позволяют отразить их на карте масштаба 1 : 1 000 000. На территории листа выделено несколько роев палеосейсмодислокаций, элементы которых выражены в малых формах рельефа – рои Тирехтях, Елау, Нючага, Дарпир, Дарпирчик, Арга-Тас, Гармычан [Важенин 2000]. Вблизи эпицентра катастрофического Артыкского землетрясения 1972 г. выделены Хуламринский и Кобдинский рои палеосейсмодислокаций [Важенин, 2012].

В качестве примера по материалам Б. П. Важенина [2000, 2012] описывается наиболее впечатляющий своими размерами и формами проявления рой

Тирехтях, расположенный в северо-западной части хр. Улахан-Чистай в долинах рек Юрюн-Тас и Тирехтях (Момский). Крупнейшая сейсмоструктура в составе роя – сбросообвал Улахан-Чистай, обнаруженный впервые Г. С. Гусевым [Мокшанцев и др., 1977]. Видимые размеры обвала 1,1 × 2,3 км, высота 360 м над погребенным тальвегом долины р. Юрюн Тас, объем 300 млн км^3. Обвал привел к возникновению обвального тромба в долине ручья, что вызвало формирование подпрудного седиментационного бассейна с мощностью осадков до 140 м. Всего в пределах роя Тирехтях на участке поперечником 15 км сосредоточено около 10 обвалов объемами более 1 млн км^3. Время сейсмического события – 4 тыс. лет тому назад.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Начало периода континентального развития края после интенсивного позднеюрского тектогенеза большинством исследователей относится к раннемеловому времени. Тогда же в результате крупных горообразовательных движений, завершающих мезозойскую складчатость, создаются основные морфоструктуры рельефа.

В раннемеловое время Момский и Черский хребты представляли собой невысокие сооружения, но имели достаточно расчлененный рельеф, так как они поставляли во впадины заметное количество грубообломочного материала.

В позднемеловое время вся территория современного высокогорного рельефа была вовлечена в горообразовательные движения, которые продолжались и в палеоген-миоценовое время, когда в тектонических опущенных блоках шло накопление моласс.

Современный рельеф района начал формироваться в палеогеновое время. Этот период характеризовался тектонической стабилизацией и проявлением процессов денудационного выравнивания, сопровождавшихся формированием коры выветривания.

В миоцене – эпохе отчетливо и регионально выраженной тектонической активности территории – образовался экструзивный купол Урага-Хая, горы усиленно размывались.

В миоцен-ранненеоплейстоценовое время отмечается активизация общего поднятия района, вызвавшая интенсивное расчленение и частичное разрушение палеогеновой поверхности выравнивания. Начинает свое развитие современная гидросеть. В области хр. Черского тектонические движения были наиболее интенсивными, дифференцированными. На Нерском плоскогорье они имели более умеренный и равномерный характер. Под их воздействием начали обособляться участки высокогорья, среднегорья, низкогорья и межгорные впадины. В связи с прогибанием Момо-Селенняхской впадины и Ожогинского дола в предгорьях Момского хребта формируются пролювиальные шлейфы.

Средненеоплейстоценовая эпоха ознаменовалась интенсивными дифференцированными тектоническими движениями, обусловившими глубокое расчленение рельефа, который приобрел почти современный облик. Происходит перестройка речных долин Мома и Рассоха.

Прогрессирующее похолодание климата завершилось, по-видимому, оледенением горно-долинного типа. Ледники, спускавшиеся с Улахан-Чистайского и Хаяргастахского хребтов, накапливались в предгорьях, мощность ледников достигала 150–200 м. Вероятно, с подпруживающим влиянием ледника связано изменение направления р. Буордах, ранее представлявшей единый водоток с р. Делыгда. Следы этого оледенения на Момском хребте не обнаружены, вероятно, он находился ниже снеговой линии. Во внеледниковых областях происходило накопление аллювия террас.

В позднем неоплейстоцене дифференцированное поднятие территории продолжалось. Оно имело пульсирующий характер, о чем свидетельствуют лестницы террас в долинах рек. Суммарная амплитуда поднятия Нерского плоскогорья за рассматриваемый период составила около 300 м (оценка по геоморфологическим критериям). В горной системе хр. Черского амплитуды поднятий в зоне среднегорья достигали 300–400 м, в высокогорье – 500–700 м. Во впадинах они не превышали 100–200 и 50 м (Нижнесумунская впадина). В это время образовался вулкан Балаган-Тас.

В горной системе хр. Черского в рассматриваемое время протекали интенсивные процессы глубинного расчленения рельефа. Рельеф района приобретает современные черты.

Климатические условия на протяжении плейстоцена постепенно менялись в сторону континентальности и резкого похолодания. Продолжалось видовое обеднение растительности. В конце среднего неоплейстоцена начинается развитие многолетней мерзлоты.

Активные поднятия высокогорных сооружений в условиях прогрессирующего похолодания климата в середине и конце позднего неоплейстоцена обусловили возникновение оледенений юглерского и хетакагчанского (коррелятных зырянскому и сартанскому Средней Сибири соответственно), оказавших большое моделирующее воздействие на рельеф и неоднократную перестройку гидросети района. Оледенения носили горнодолинный, во впадинах покровный и полупокровный характер.

В пределах изученной территории сохранились следы оледенений в виде троговых долин, эрратических валунов, конечных и донных морен, спускавшихся с хребтов горной системы Черского. Поверхности ледниковой, водноледниковой аккумуляции с холмисто-моренным рельефом наблюдаются по долинам многих рек. Во время движения ледники перегораживали участки долин, образуя подпруженные озера и формируя таким образом поверхности озерно-ледниковой аккумуляции.

Современные ледники являются, по-видимому, реликтами поздненеоплейстоценового оледенения. Буордахский массив и хр. Улахан-Чистай отличаются максимальным размахом современного оледенения, десятками (более 100) каровых и языковых ледников. Наиболее крупным является ледник Цареградского.

В раннеголоценовое время режим тектонических движений, по-видимому, изменился, и в ряде долин начали развиваться процессы боковой эрозии, сопровождавшиеся накоплением аллювия. В преобразовании современного рельефа района важная роль принадлежит процессам глубинной эрозии, в результате которых происходит дальнейшее расчленение горного рельефа

с выработкой узких крутосклонных долин с характерным V-образным поперечным профилем. К числу других экзогенных рельефообразующих факторов относятся криогенные процессы (морозное выветривание, солифлюкция и др.).

Наиболее характерными формами современного микрорельефа, связанного с многолетней мерзлотой, являются солифлюкционные шлейфы и гидротермокарстовые поверхности. Солифлюкционные шлейфы образуют террасоувалы вдоль перегиба рельефа в зоне сочленения коренного склона с наиболее высокими аккумулятивными террасами речных долин. В результате происходит нивелировка этого перегиба, скрывающая границу между склоновыми и аллювиальными отложениями. Термокарстовые микроформы зависят от типа льдистых отложений. В солифлюкционных шлейфах образуются небольшие линзо- и воронкообразные провалы, заполненные в летний период талой водой. Крупные озерные котловины наиболее характерны для районов развития едомной свиты и перекрывающих ее озерно-болотных отложений голоцена. Высокие террасы, обезвоженные реликты речных долин, поймы маловодных рек часто покрыты бугристыми полигонами (полигональные бугры пучения).

К концу палеогенового времени уже были вскрыты золоторудные тела. Значительные концентрации золота накапливались в аллювии в миоцене и служили впоследствии источником более молодых россыпей. В настоящее время в среднегорных и высокогорных условиях продолжается интенсивный вертикальный врез русел, размыв и переотложение россыпей, вскрытие коренных источников золота.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В основу Карты полезных ископаемых (КПИ) комплекта положены Карта полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000 [Карта … , 2012], Карта золотоносности Верхне-Индигирского горнопромышленного района масштаба 1 : 500 000 [Ахьяев и др., 2008ф] и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона масштаба 1 : 500 000 [Маннафов и др., 1999ф]. Актуализация их произведена с учетом новых данных из фондовых и литературных материалов, полученных в последние годы, Государственного баланса запасов полезных ископаемых Российской Федерации (далее – ГБЗ) и Республиканского баланса перспективных объектов полезных ископаемых (далее – РБПО) по состоянию на 1.01.2017 г., Сборника «Прогнозные ресурсы твердых полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2016 г.» (изд. 2017 г.), Сводки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) (далее – СПР ТПИ РС(Я) на 1 января 2017 г., а также материалов, изданных и подготовленных к изданию листов Госгеолкарты-200 первого и второго изданий и полевых прогнозно-металлогенических исследований, проведенных в процессе картосоставления.

Основу минерально-сырьевой базы территории составляет золото, в основном россыпные месторождения, и каменный уголь. Известны месторождения олова, бурого угля, перспективные проявления урана, олова, молибдена, меди, свинца, цинка и других металлов, отдельные месторождения и проявления химического и горнотехнического сырья, поделочных камней, а также строительных материалов.

На карте показано 1000 объектов полезных ископаемых (в т. ч. месторождений – 21 коренных и 72 россыпных, проявлений – 304 коренных (в т. ч. 20 газопроявлений), 64 россыпных, пунктов минерализации – 408, два месторождения питьевых вод и два проявления минерально-лечебных вод, показаны также важнейшие признаки полезных ископаемых (80 шлиховых и 47 геохимических ореола, отдельные шлиховые пробы).

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Названия структурно-тектонических единиц при описании горючих ископаемых оставлены традиционно принятыми при нефтегазогеологическом и угольном районировании территории Якутии.

Нефть и газ. На территории листа газопроявления установлены в пределах Индигиро-Зырянского прогиба и Момо-Селенняхской впадины, в единичных случаях отмечены в мелких межгорных кайнозойских впадинах. Всего на территории листа выделено 20 газопроявлений и 12 атмогеохимических ореола.

В пределах Индигиро-Зырянского прогиба на карту вынесено 15 газопроявлений и 11 атмогеохимических ореолов. Газопроявления выявлены при бурении четырех структурно-параметрических скважин и исследовании выделений газов при гидрохимических наблюдениях. Метаноносность месторождений каменного угля охарактеризована при рассмотрении закономерности размещения полезных ископаемых и оценки перспектив района.

В мезойско-кайнозойских проницаемых комплексах, вскрытых структурно-параметрическими скважинами (I-1-5, I-2-3,7; II-1-1), отмечено превышение суммарных газопоказаний в пределах 0,5–5 до 17,5 %, в единичных случаях до 21,5 % при фоновых 0,1–0,2 % [Соловьёв и др., 2006ф].

В палеогеновых отложениях скв. 272-01 (I-2-3) в интервале 695–835 м результаты исследования природного газа следующие (%): метан (93,55–97,06), этан (0,03–0,05), углекислый газ (0,12–0,15), азот (2,77–6,27), водород – следы, гелий – следы. Газ относится к метановому типу – содержание углеводородов >75 %. В скв. 272-02 (I-2-7) повышения газопоказаний в палеогеновых отложениях отмечались (%) на глубинах 606–665 м (до 0,6–0,9), 678–1210 м (до 2,5–5), 1384–1410 м (до 0,4–0,8), в отложениях бастахской серии на глубинах 1558–1570 м (до 0,4) и в интервале 1606–1610 м (до 1). Исследования газа из неоген-палеогеновых отложений в интервале 536–650 м показали следующие результаты (%): метан (91,28), этан (0,65), пропан (следы), углекислый газ (4,11), азот (3,23), водород (0,73). Газ метанового типа. По результатам испытаний в открытом стволе и в колонне в интервалах 546–650 м и 715–725 м получены притоки пластовой жидкости с растворенным газом, дебит скважины соответственно 1,44 и 1,23 м^3/сут. В скв. 272-03 (I-1-5) после спуска кондуктора повышенные газопоказания наблюдались (%) в палеогеновых отложениях на глубинах 588–759 м (0,5–1 до 2) и в юрских породах (бастахская серия) в интервалах 765–1136 м (0,4–0,7) и 1232–1300 м (1–21,5). В процессе бурения скважины 272-05 (II-1-1), вскрывшей породы бастахской серии в интервале 40–1066 м (забой), с глубины 290 м наблюдался самоизлив пластовой воды с растворенным газом, дебит скважины составил 192 м^3/сут. По данным газового каратажа зафиксированы показания метанового состава в интервале 508–608 м – 3–13 %, в интервале 608–749 м – 0,4–17,5 %. При испытаниях скважины в интервале 597–716 м при создании депрессии на пласт 5,67 МПа отмечено поступление газонасыщенной промывочной жидкости из-под пакерного пространства, на устье скважины получен газ (горит) дебитом 1,7 тыс. м^3/сут на шайбе 20 мм [Соловьёв и др., 2006ф].

На территории листа, в пределах Индигиро-Зырянского прогиба также отмечены выходы свободных газов в виде грифонов в русле водотоков (I-2-1,6; III-5-4; III-6-1) и выбросов серий пузырьков в озерах (I-2-2; III-5-1,2,3), газы метановые, содержание метана 72,3–88,6 %. Совместно с газами довольно часто наблюдается выделение маслянистой пленки. В подземных (наледных) источниках (II-3-2,3,4) отмечаются азотные газы, в составе которых (II-3-4) установлены содержания тяжелых углеводородов до 0,11 % [Чочиа и др., 1974ф].

Атмогеохимические ореолы, выделенные по гидрогазогеохимическим и литогазогеохимическим исследованиям, приурочены в основном в пределах территории к северо-западной части (I-1-1,4,7; I-2-5; II-2-2; II-3-1; II-4-4), реже к юго-восточной (II-5-8; III-5-5,6; III-6-4) части Индигиро-Зырянского прогиба и единично (I-3-1) к юго-западному флангу Алазейского антиклинория [Жерновский и др., 1991ф].

На площади Момо-Селеняхской впадины в пределах территории листа отмечены выходы свободного газа в виде грифонов и выбросов пузырей газа из донных отложений озер (III-1-25; IV-3-7), водотоков (V-3-3), содержание метана 72,15–80,7 % [Косолапов, 1964ф; Чочиа и др., 1974ф]. В подземных (наледных) источниках зафиксированы азотные газы с содержанием метана до 0,05 %, рядом в головке наледи (IV-3-4) в пузырьках газа из донных отложений водотока содержание метана составляет до 83,4 % [Чочиа и др., 1974ф].

Признаки газоносности (метаноносности) зафиксированы в Бугчанской впадине (V-3-27) кайнозойского возраста. При разведке россыпей золота в долине р. Мэльтэх-Юрюе при бурении скважины УКБ на глубине 43 м начал поступать газ, при глубине 56 м поступление газа заметно увеличилось, далее увеличение выхода газа не наблюдалось. На глубине 92,4 м скважина добита, выходящий газ из скважины подожжен. Над устьем скважины пламя возвышалось на 1,1 м. Горение газа продолжалось около 12 часов, затем пламя постепенно стало оседать и часа через 2 горение прекратилось. Газ бесцветный с болотно-тухлым запахом, по всей вероятности, метан. Соседние в 80 м по линии скважины не газоносны. Рыхлые отложения газирующего горизонта представлены илистой глиной темно-серого цвета со льдом. Мощность газоносного горизонта не установлена, химический анализ газа не производился [Покидов, 1973ф].

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа в пределах Индигиро-Зырянского и Илиньтаского прогибов каменный уголь установлен в меловых отложениях, а бурый уголь – в кайнозойских. Каменный уголь также выявлен в дарпирской свите меловой межгорной впадины вблизи оз. Дарпир, а бурый уголь – в молодых впадинах Момской рифтовой системы. Единичные находки каменного угля зафиксированы в южной части Алазейского плоскогорья.

Каменный уголь. Угленосные отложения приурочены к меловым образованиям Индигиро-Зырянского и Илиньтасского прогибов и распространены в бассейнах рек Зырянка, Ожогина и Мома. Первые сведения об угленосности площади относятся к 1891 г. (И. Д. Черский). Целенаправленные исследования угленосности данной территории продолжились с 1930-х годов. С 1935 г. началась эксплуатация месторождения Эрозионное и усиление изучения угленосных площадей территории.

В настоящее время на площади листа известно пять месторождений и большое количество проявлений каменного угля, из них на карту вынесены

все месторождения (одно среднее, четыре мелких) и 83 проявления. Все они приурочены к нижнемеловым угленосным отложениям ожогинской, силяпской и буоркемюсской свит, редко к верхнемеловым образованиям, имеющим весьма незначительное распространение в юго-восточной части Индигиро-Зырянского прогиба. Промышленное значение имеет угленосность силяпской и буоркемюсской свит, к первой приурочено месторождение Харанга, ко второй – все остальные (Эрозионное, Надеждинское, Буор-Кемюсское и Сибик-2).

В пределах Индигиро-Зырянского прогиба на изучаемой территории каменноугольные объекты приурочены к выходам меловых отложений Мятисского и Зыряно-Силяпского районов.

Первый представлен своим юго-восточным фрагментом в северо-западной части территории листа, в пределах которого угленосные отложения выделены в междуречье Чукча–Метис (Мятись). Наиболее угленосными являются отложения силяпской и буоркемюсской свит, в ожогинской свите отмечаются редкие угольные пласты мощностью до 0,3 м. В отложениях силяпской свиты здесь отмечено порядка 60 пластов каменного угля мощностью 0,5 м и более, в отложениях буоркемюсской свиты по р. Чукча зафиксирован 41 пласт суммарной мощностью 91 м [Климов и др.,1980ф]. В пределах площади Мятисского района на карту вынесено шесть проявлений каменного угля (II-2-3,4,6,8,10,11).

Типичным примером является *проявление Чукча-4* (II-2-4), которое расположено в правом борту р. Чукча, в ее среднем течении. Здесь, в нижней части буоркемюсской свиты (мощность 150–170 м) зафиксировано 11 пластов каменных углей мощностью от 0,5 до 4,2 м, суммарная мощность – 16,5 м. Пласты крутопадающие, азимут падения 220°, угол 70°. Расстояние между пластами от 2,5 до 20,0 м. Угли представлены чередованием матовых и блестящих разностей, с преобладанием первых. По петрографическому типу угли относятся к ксилено-фюзеновым дюрено-кларенам (фюзинито-гелититам) [Климов и др., 1980ф].

Качественные характеристики углей приведены в табл. 34.

Зыряно-Силяпский район в пределах площади листа представлен северо-западной и центральной частями в бассейнах рек Ожогина и Зырянка. Это наиболее крупная и изученная площадь с промышленной угленосностью. Здесь выявлены пять месторождений и многочисленные проявления каменного угля, из которых на карту вынесено 69. Промышленное значение имеет угленосность силяпской и буоркемюсской свит, к первой приурочено месторождение Харанга (IV-6-15), ко второй все остальные – Буор-Кемюсское (IV-6-18), Надеждинское (IV-6-17), Эрозионное (IV-6-13) и Сибик-2 (IV-6-5). По утвержденным ГКЗ запасам месторождение Буор-Кемюсское – среднее по величине запасов, остальные малые, все месторождения находятся в непосредственной близости друг от друга и образуют Зырянский угольный разрез с центром в с. Угольное у восточной рамки листа Q-55.

Первая на территории изучаемого района промышленная добыча каменного угля началась в 1935 г. шахтным способом на месторождении Эрозионное, с 1942 г. там же ведется открытая эксплуатация, а с 1957 г. начат карьерный способ добычи. Из-за крупного оползня на разрезе в 1978 г.

эксплуатация была остановлена и в дальнейшем месторождение законсервировано. В различные годы, по мере утверждения запасов, в эксплуатацию вводились остальные месторождения, но в последующем из-за ухудшения экономических условий и уменьшения рынка сбыта были законсервированы. настоящее время разрабатывается только месторождение Надеждинское, которое находится на правобережье р. Зырянка, западнее от него в 12 км и 4 км находятся соответственно с. Угольное и месторождение Буор-Кемюсское.

Таблица 34

Качественные показатели каменных углей месторождений и перспективных площадей угольных районов, узлов угленакопления

Месторождение, площадь	W, %	A^d, %	V^{daf}, %	S_t^d, %	Q_s^{daf}, Мдж/кг	C_o^{daf}, %	H_o^{daf}, %
Индигиро-Селенняхский район							
Краснореченское*	3,9	11,0	40,7	0,45	33,1	81,1	5,0
Остальная часть района	6,5	13,3	43,0	0,65	31,62	76,3	5,8
Мятисский прогнозируемый район							
Мятисский район	4,3	13,1	34,8	0,44	31,38	78,8	5,2
Зыряно-Силяпский район							
Эрозионное	7.4	14,0	31,0	0,3	35,0	83,8	5,3
Буоркемюсское	8,3	11,6	32,1	0,3	35,0	85,6	5,4
Сибик-2	8,2	12.9	33,5	0,3	33,7	82,8	5,4
Харанга	11,3	9,8	16,2	0,3	35,3	88,4	4,2
Надеждинское	6,5	13,6	33,5	0,2	34,6	85,0	5,2
Остальная часть района	8,8–8,9	12,2–16,3	14,9–34,4	0,2	33,3–34,5	84,6–87,2	4,7–5,3
Момский район							
Тихонское*	5,1	14,1	28,8	0,46	31,25	80,3	4,3
Остальная часть района	5,8	14,2	28,6	0,48	31,7	86,1	5,0
Дарпирский прогнозируемый узел							
Дарпирский район	1,2–1,9	4,5–159	7,4–17,0	0,4–0,5	33,9–37,6	89,9–90,7	3,4–3,6

Примечание. W – влажность, A^d – зольность, V^{daf} – содержание летучих, S_t^d – содержание серы, Q_s^{daf} – калорийность, C_o^{daf} – содержание углерода, H_o^{daf} – содержание водорода. По материалам В. В. Пимахова, 1996 г., Б. В. Бородина,1988 г., Н. В. Сукач, 1992 г.

* Расположен на листе Q-54.

Месторождение Надеждинское (IV-6-17) приурочено к восточному крылу Буоркемюсской (Гонюхо-Силяпской) брахисинклинали [Номинханов, 1996ф]. От Буор-Кемюсского месторождения отделено надвигом и расположено в его лежачем крыле. Промышленная угленосность приурочена к нижнему горизонту буоркемюсской свиты, представленному переслаиванием алевролитов, песчаников, аргиллитов, углей и углистых пород. Мощность горизонта – 350 м, мощность толщи, вмещающей рабочие угольные пласты – 180–200 м. Общая мощность продуктивной толщи буоркемюсской свиты определена в 1600 м [Номинханов, 1996ф]. Промышленные пласты 32в, 32н, 22, 18, 13 имеют средние мощности (м): 2,06; 8,38; 3,37; 4,79 и 3,88, мощности межпластий в среднем (м): 1,77; 44,15; 54,51 и 24,9. Угли гумусовые, сложены остатками высших растений, в основном продуктами разложения древесных тканей. Угли древесно-аттритовые, в большинстве своем полосчатые, относятся к гелитам и гелититам. Гелиты блестящие и полублестящие, составляют 60–70 % угольной массы пластов. Гелититы слагают 20–30 % всех пластов. Отличаются от гелитов полуматовым блеском, повышенным (до 20 %) содержание фюзена и хорошо выраженной пористостью. Микрокомпонентный состав углей (%): коллинит (52,3–64,8), теллинит (6,5–14,3), семивитринит (2,1–4,2), семифюзинит (2,4–4,4), фюзинит (16,9–24,6), липтинит (1–2,9). В составе минеральных примесей глинистое вещество и карбонаты, редко кварц. По генетическим и технологическим параметрам угли всех пластов месторождения отнесены к марке Ж, группе 1Ж. По параметрам качества угли могут быть использованы в виде высококачественного топлива, а также для коксования [Номинханов, 1996ф].

К отложениям силяпской свиты приурочено *месторождение Харанга* (IV-6-15), расположенное на правобережье руч. Харанга-Улах (правый приток р. Зырянка), в 15 км от устья. Месторождение открыто в 1971 г., разрабатывалось в 1980–1992 гг., за время эксплуатации добыто 1455,3 тыс. т каменного угля, в настоящее время – законсервировано [Номинханов, 1996ф]. В структурном отношении площадь месторождения приурочена к северо-западному крылу синклинали, осложняющей юго-западное крыло Буоркемюсской (Гонюхо-Силяпской) брахисинклинали [Пимахов и др., 1996ф]. Месторождение приурочено к верхней части силяпской свиты с видимой мощностью 650 м, представленной песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами каменных углей. Отмечаются маломощные линзы карбонатных пород, в северной и западной частях месторождения в кровле угольных пластов распространены «горелики» – породы, измененные под воздействием подземных пожаров. На площади месторождения выявлено 35 угольных пластов, из них пять с рабочими параметрами, пригодными для открытой разработки. Строение угольных пластов простое, реже относительно сложное. Количество прослоев мощностью 0,03–0,69 м в пластах от одного до трех, иногда больше. Строение и мощность пластов относительно выдержанное и выдержанное. Средняя мощность рабочих пластов VII, X, XV, XVII, XXVII соответственно равна (м) 2,2; 2,98; 4,45; 8,38; 2,61, мощность межпластий (м) – 30, 76, 27 и 75. Микрокомпоненты представлены (%) группой витринита (коллинит (81,2–87,6), теллинит (2,8–7,3), инертинита (семифюзенит (1,6–5,5), фюзенит (5–8,4), семивитринита (0,9–1,2), микстинита (0,3–0,4). Угли

ультраклареновые и клареновые. По марочному составу угли тощие, могут быть использованы в качестве энергетического топлива [Сычев, 1984ф]. Угли по генетическим и технологическим свойствам относятся к марке Т, учитывая низкую зольность углей и их незначительное засорение породными прослоями рекомендовано использовать угли месторождения как высококачественное энергетическое топливо без обогащения. Показатели качества углей месторождений исследуемого района приведены в табл. 34, запасы и прогнозные ресурсы – в табл. 35. В верхнемеловых отложениях встречнинской свиты каменные угли встречаются редко, всего выявлено три углепроявления (III-5-9,12, III-6-3). Пласты углей не выдержаны по мощности и простиранию, образуют линзовидные прослои, мощности пластов в пределах от первых сантиметров до нескольких десятков ссантиметров, в одном проявлении до 3 м. Последнее расположено на правом борту руч. Илин-Кынгырайдах (III-5-9), где среди слабо сцементированных вулканомиктовых песчаников и алевролитов расчисткой вскрыт пласт каменного угля мощностью около 3 м. Уголь черный, матовый и блестящий с линзовидными тонкими (1–3 см) прослоями песчаников и алевролитов [Бобров, 1981ф].

В меловых отложениях юго-западного борта Илиньтасского прогиба в бассейне р. Мома (Момский район) выделено пять углепроявлений (III-1-26,27; IV-2-7,10,11). Более угленосная (с месторождением Тихонское) северо-западная часть прогиба находится на соседнем листе Q-54.

Проявление Быгыттахское (IV-2-10) приурочено к отложениям силяпской свиты и расположено в среднем течении р. Быгыттах. Здесь выделено семь пластов каменного угля мощностью от 0,2 до 1,5 м, из них четыре пласта имеют мощность более 0,4 м. Общая мощность пластов угля составляет около 4,3 м. Уголь матовый, полублестящий и блестящий. По петрографическому составу большинство углей относится к дюрен-клареновому типу, реже ультраклареновому. Угли коксово-жирные до жирных. Углепроявления IV-2-7,11, расположенные в силяпской свите, имеют аналогичный характер [Кравцов, 1966ф; Государственная … , 1977].

Северо-западнее в береговых обрывах р. Мома выявлены два углепроявления (III-1-26,27), приуроченные к ожогинской свите. Мощность пластов 0,2 и 1,5 м, угли соответственно фюзен-клареновые и кларен-дюреновые. Пласт мощностью 1,5 м высокозольный и содержит большое количество прослоев аргиллитов. Ввиду малых размеров и низкого качества углей данные проявления практического значения не имеют [Сорокин, 1971ф].

Обобщенные показатели качества углей Момского района, в том числе углей месторождения Тихонское, приведены в табл. 34.

Кроме вышеописанных впадин угленосные отложения в количестве, близким к промышленным, выявлены в Дарпирском узле, расположенном в верховьях р. Дарпир-Юрях у южной границы листа.

Проявление Дарпирское (Угольное) (VI-4-54) расположено в юго-восточной части одноименной впадины в верхнем течении р. Дарпир-Юрях, открыто в 1941 г. Н. И. Алейниковым [Алейников и др., 1942ф]. Угленосная толща представлена нижнемеловыми угленосными отложениями (дарпирская толща). Небольшим объемом канав и шурфов выделено более семи пластов и пачек пластов угля мощностью от 0,8 до 3,6 м, единично до 6,3 м.

Таблица 35

Запасы и прогнозные ресурсы углей месторождений Зырянского бассейна, лист Q-55

№ п/п	Номер на карте	Наименование месторождения	Марка угля	Балансовые запасы, млн т					Забалансовые запасы, млн т	Прогнозные ресурсы, млн т		
				A	B	C_1	A+B+C_1	C_2		P_1	P_2	P_3
1	IV-6-17	Надеждинское	Ж	–	5,507	13,329	18,836	23,249	–	–	–	–
2	IV-6-13	Эрозионное*	Ж кокс	4,282	12,658	13,319	30,259	3,641	–	668	863	793
3	IV-6-15	Харанга	Т	–	16,582	17,795	34,377	3,555	–	144	71	–
4	IV-6-18	Буор-Кемюсское	Ж кокс	11,705	4,258	47,691	63,654	–	5,607	66	–	–
5	IV-6-5	Сибик-2	Ж ок.	1,024	1,785	0,913	3722	–	–	18	9	

* Прогнозные ресурсы приведены с уч. Правобережный.

Кроме того отмечаются пропластки угля мощностью до 0,4–0,6 м. Пласты угля характеризуются сложным строением. Макроскопически уголь черный, матовый или блестящий. Авторская прогнозная оценка минерагенического потенциала угленосной толщи на площади 54 км^2 при средней мощности пласта 4,22 м и плотности угля 1,488 т/м^3 составила порядка 338,58 млн т каменного угля [Ней, 1943ф]. Немногочисленными анализами установлено, что уголь типично гумусовый, вероятно, относящийся к гелитам класса гелитолитов, имеет высокую степень метаморфизма (до тощих). Для определения технических свойств углей и возможности его применения требуются дополнительные исследования [Сукач и др., 1992ф]. Показатели качества углей площади приведены в табл. 34.

Запасы проявления оцениваются до 570 млн т [Угленосность … , 1966], на 1.01.2003 г. прогнозные ресурсы Дарпирского района оценены более скромно – 110 млн т [Некрасов и др., 2003ф], на 1.01.2017 г. в том же количестве (P_2 – 82 млн т, P_3 – 28 млн т) учтены СПР ТПИ РС (Я).

Вне описанных выше площадей накопления каменного угля известно одно каменноугольное проявление в южной части Алазейского плоскогорья. В верховье р. Чакырдах (левый приток р. Ожогина) среди меловых туфогравелитов залегает линза каменного угля мощностью 0,8–1 м и протяженностью 15 м (II-5-6). Практического интереса не представляет из-за ограниченных масштабов и отсутствия благоприятных условий для угленакопления [Николаев, 1975ф].

Уголь бурый. На территории листа бурые угли выделены в кайнозойских впадинах Момской рифтовой системы (Верхненерской, Бугчанской и т. д.) и в палеоген-неогеновых отложениях в пределах Индигиро-Зырянского и Илиньтасского прогибов. На карту в первом случае вынесены два месторождения (VI-1-39, VI-2-40) и три проявления (VI-1-56; VI-3-24,27), во втором случае – 10 буроугольных проявлений (I-1-6; I-2-4,8; II-2-7,9; III-5-14; III-6-2; IV-6-3,6; IV-2-13).

В юго-западной части листа на правобережье р. Нера последовательно в юго-восточном направлении расположены следующие впадины – Таганьинская, Охотничья и Джелканская, которые, по-видимому, являются составными частями единой депрессии, отвечающей современной Делянкирской впадине, вытянутой вдоль зоны разломов. Впадины выполнены угленосными отложениями тагыньинской пачки делянкирской свиты (миоцен). Первые сведения об угленосности были получены в 1947 г. в ходе шурфовочных работ на золото. В 1951–1953 гг. проведены разведочные работы (шурфы, колонковое бурение) на месторождениях бурого угля Финиш и Тагынья.

Месторождение Финиш (VI-2-40) расположено в наиболее крупной Джелканской впадине, в бассейне одноименного ручья и сложено угленосными глинами тагыньинской пачки. В глинах установлены четыре пласта бурых углей со средней суммарной мощностью 13,67 м, пласты I и III кондиционные, со средней полезной мощностью соответственно 1,34 (0,4–4,21) м и 8,59 (1,6–20,7) м, межпластовые интервалы составляют около 10–20 м и менее [Сукач, 1992ф]. Основной пласт III («Двойной») объединяет два пласта общей мощностью 1,6–22,15 м, средняя – 10,69 м, мощность междупластия –

0,3–3 м. Падение пласта ЮВ 100–120°, угол падения 5–10°. Скважинами и шурфами пласт Двойной прослежен на 1400 м, а по падению на 80–400 м. Мощность вскрыши 0,7–96,25 м, в среднем – 17,78 м. Бурые угли по составу однородные, слоистые, средней плотности. По петрографическому составу гелитолиты, лигниты. Марка угля 1Б. Технический анализ углей (%): влажность (3,14–10,27), зольность (17,14–57,36), содержание летучих (25,56–66,4), серы (0,05–0,29), теплотворная способность – 24,9–29,6 Мдж/кг. Авторские запасы категорий $C_1 + C_2$ равны 4,8 млн т [Ильясов и др., 1953ф] отвечают малому месторождению. На 1.01.2017 г. СПР ТПИ РС (Я) учтены прогнозные ресурсы по категории P_2 – 217 млн т. Месторождение недоразведано.

Близкое по составу бурых углей *малое месторождение Тагынья* (VI-1-39) выявлено в одноименной впадине (бассейн руч. Тагынья, правый приток р. Нера) и представлено одним кондиционным пластом средней мощностью 1,97 (0,65–4) м с авторскими запасами бурого угля категорий $B + C_1$ – 7,65 млн т [Некрасов и др., 1954ф]. СПР ТПИ РС(Я) на 1.01.2017 г. учтены прогнозные ресурсы по категории P_2 – 22 млн т.

В Охотничьей впадине (междуречье нижних течений Курун–Агалык и Нючча, правые притоки р. Нера) единичными пересечениями обнаружено проявление (VI-1-56), представленное двумя угольными пластами мощностью 4,6 м и 7 м, разделенными породным прослоем в 18,5 м [Сукач и др., 1992ф].

Признаки буроугольных залежей отмечены на окраинах Улахан-Чистайской наложенной впадины в виде единичных глыб до 0,4 м (VI-3-24) и пласта до 1 м (VI-3-27) бурого угля (лигнитов?) со слабой горизонтальной слоистостью и остатками веточек и коры деревьев в неогеновых отложениях [Клочков и др., 1979ф].

В пределах Индигиро-Зырянского прогиба бурые угли выявлены на территории развития палеоген-неогеновых отложений Абыйской и Ожогинской кайнозойских впадин. Буроугольные отложения установлены в северных, северо-восточных флангах площадей выхода меловых угленосных (каменный уголь) отложений на дневную поверхность.

В северо-западной части территории листа на юго-западном борту Абыйской впадины выявлено более 10 пластов бурого угля мощностью 0,5–2 м, до 5 м. На карту вынесено два проявления (II-2-7,9), первое из них представлено пластом мощностью 5 м, сложенным на 49 % углем, на 51 % глинистым веществом [Климов и др., 1980ф]. Угли фюзенито-гелитовые и фюзенито-гелititовые низкой углефикации (бурой), разнозольные (6,9–40,4 %), имеют высокий выход летучих (45–65 %) [Сукач и др., 1992ф].

В центральной части Абыйской впадины в процессе бурения структурно-параметрических скважин прослои и пласты бурого угля мощностью 0,1–0,5 м, до 2 м зафиксированы в основном в глинах с прослоями песчаников, алевролитов (I-1-6; I-2-4,8). Верхняя кромка угленосного интервала мощностью от 163 до 510 м и более вскрыта на глубине от 270,8 до 560,2 м [Соловьёв, 2006ф]. Приведенные характеристики приближенные, так как документация проведена в основном по шламу, в единичных случаях по керну с весьма короткими интервалами.

В пределах Ожогинской впадины выделено пять относительно выдержанных и невыдержанных угольных пластов простого строения мощностью от 0,7 до 7 м, при суммарной мощности около 19 м. Они прослежены на глубину порядка 30 м. Залежи угля состоят из слабоуглефицированных растительных остатков, линзовидных прослоев лигнитов и каменных углей. По выходу летучих веществ (35,6–67,1 %), содержанию рабочей влаги (5,6–8 %) и углерода (менее 75,7 %), угли относятся к группе бурых и, частично, к длиннопламенным с низким содержанием фосфора (0,04–0,2 %) и серы (0,3–0,6 %) [Сукач и др., 1992ф]. На карту вынесено четыре проявления бурого угля (III-5-14; III-6-2; IV-6-3,6), расположенных в основном вдоль северной границы площади выхода угленосных (каменный уголь) меловых отложений.

На левобережье р. Мома выявлено одно проявление бурого угля (IV-2-13), расположенное среди неогеновых отложений в истоках р. Быттах-Ыябыт (левый приток р. Мома). Проявление приурочено к угленосному горизонту мощностью 15–20 м, мощность угольных пластов до 0,5 м, количество пластов не установлено. Уголь представлен темно-коричневой комковатой массой (кларен) с обрывками древесины [Попов, 1971ф].

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории листа известно два рудопроявления (IV-2-21,22) и один пункт минерализации (V-5-37) железа, которые относятся к **железорудной скарновой формации.** Они связаны со скарнами и скарнированными карбонатными породами в экзоконтактовой зоне Правоэрикитского гранитного интрузива (IV-2-21,22) и Безымянного гранитоидного штока на правобережье р. Рассоха (V-5-37).

Рудопроявление Туманное (IV-2-22) представлено рудной зоной мощностью 50 м и видимой длиной 80 м. В северной части наблюдается рудное тело магнетитового состава мощностью 6 м и прослеженной длиной 50 м, южнее залегает тело магнетит-пирротин-пиритового состава. Рудная зона одним концом уходит в днище долины руч. Туманный, другим скрывается под крупнообломочным делювием.

На *рудопроявлении Тапирское* (IV-2-21) рудные линзы видимого размера 1,5 × 2 м, 2 × 4 м отмечаются среди узкой полосы свалов скарнированных пород на протяжении 2 км, но, видимо, они не составляют непрерывного тела. Руды магнетитовые, гематит-магнетитовые с пирротином, пиритом, халькопиритом, нерудные – пироксен, гранат, везувиан. По данным химического анализа, содержание (%): железа (33,3–52,3); меди (0,02–0,12); марганца (0,06–1,07); кобальта (0,001). Пробирным анализом отмечается золото (0,2–1,8 г/т), что видимо, связано с пиритом, халькопиритом или пирротином [Кравцов, 1966ф; Государственная … , 1977].

Пункт минерализации Митяй (V-5-37) на правобережье р. Рассоха выявлен в 2016 г. О. Н. Карнауховым и А. В. Корниловым во время полевых прогнозно-металлогенических исследований в процессе картосоставления данного листа. В девонских известняках и доломитах в экзоконтакте безымянного

гранитного штока установлено восемь выходов магнетитовых скарнов (каждый площадью 1,5–2 м^2), фрагментарно обнажающихся на северо-западном склоне штока, на отрезке протяженностью 150–170 м. В южной части штока в зоне тектонического контакта установлены высыпки талька и останец выветривания (2 × 2 м, высота 4 м) также сложенный магнетитом. Содержание (%): $Fe_2O_{3общ.}$ (около 38 (от 26 до >40), Al_2O_3 (2,06), MgO (2,65), Ca (1,17), TiO_2 (0,064), Mn (0,057). Спектральным анализом (пять проб) установлены повышенные содержания, среднее (г/т): молибдена (6,46), олова (3,7), цинка (128,6).

Шлиховой ореол ильменита и магнетита (II-2-1) выделен в северо-восточной части территории листа на левобережье р. Метис (Мятись). Содержания рудных минералов в шлихах – до 100 г/т, протяженность отдельных потоков – до 20 км, параметры ореола – около 30 × 20 км. Верхняя часть ореола расположена в поле развития даек долеритов саканьинского комплекса. Шлиховой ореол, возможно, связан с полем развития даек долеритов саканьинского комплекса и с размывом неоген-четвертичных валунно-галечных отложений, обломочный материал которых представлен эффузивными породами [Климов и др., 1980ф].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На территории листа известно девять рудопроявлений и 50 пунктов минерализации меди, из которых наиболее значимым и перспективным является рудопроявление Агынджа. Меднорудные объекты отнесены к трем рудным формациям: медистых базальтов типа «мантос», медно-кварц-сульфидной и медно-скарновой. Выделенные меднорудные пункты минерализации с попутным свинцом, цинком и серебром условно отнесены к свинцово-цинковой жильной рудной формации. В. И. Шпикерман [1998] при изучении выделенного им Агынджинского рудного узла выявленные в нем проявления меди отнес к формации медистых базальтов типа «мантос» и медно-порфировой. Кроме вышеперечисленных рудных объектов на карту вынесено 11 шлиховых и четыре геохимических ореола меди.

Наиболее значимое оруденение меди связано с **формацией медистых базальтов типа «мантос»,** к которой, по современным данным, следует относить *рудопроявление Агынджа* (V-5-4), открытое Е. П. Сурмиловой, М. И. Гедько и М. Н. Поташовой в 1974 г. и типизированное первоначально как проявление медистых песчаников. На участке рудопроявления породы слагают крупную моноклиналь с падением пластов в северо-восточном направлении под углами 25–65°, осложненную серией крупных разломов. Оруденение стратиформного типа связано с пестроцветными осадочно-вулканогенными породами булкутского комплекса, представленными трахиандезитами, их лавобрекчиями, туфами, алевролитами, песчаниками, аргиллитами, конгломератами, гравелитами и доломитами зеленой, вишневой, красно-кирпичной и серой окраски, часто переслаивающимися в разрезе. Для разреза характерно преобладание вулканогенных пород в нижней части и постепенное увеличение роли терригенных и карбонатных пород в верхах разреза.

Е. П. Сурмиловой и др. [1979ф] при выявлении медной минерализации на руч. Агынджа первоначально было установлено два продуктивных горизонта. Нижний горизонт залегает в 100 м от подошвы вскрытой части разреза и представлен андезибазальтами, андезитами, медистыми песчаниками, алевролитами, сланцами и доломитами. Мощность рудного интервала – 7 м, изучен по простиранию на 2 км, по падению – порядка 800 м, среднее содержание меди равно 0,39 % (0,02–4,43 %). Рудная минерализация представлена тонкой равномерно распыленной вкрапленностью, реже тончайшими линзовидными прожилками борнита, халькозина, ковеллина, в меньшей степени халькопирита. Верхний горизонт расположен в 50 м ниже кровли вскрытой части разреза и выполнен медистыми песчаниками, алевролитами, доломитами и известняками, мощность рудной пачки – 27,45 м, прослежена по простиранию на 400 м, вкрест простирания на 400 м, среднее содержание меди равно 0,36 % (0,06–0,67 %). Рудный материал представлен тонкой равномерно распыленной примесью халькопирита в цементе и линзовидными скоплениями крупнокристаллического халькопирита мощностью 0,3–0,4 м в раздуве при протяженности 10–15 м. Вторичными минералами в обоих продуктивных горизонтах являются малахит, азурит. В рудах присутствует серебро – 1–300 г/т (спектрально), свинец – 0,01–0,13 %, цинк – 0,01–0,14 %. По двум выделенным горизонтам в авторском варианте произведен подсчет запасов меди [Сурмилова и др., 1979ф], в настоящее время сопоставимый с оценкой прогнозных ресурсов категории P_2 в количестве 173 тыс. т меди (127 тыс. т по нижнему, 46 тыс. т по верхнему горизонту), что соответствует среднему месторождению. На всем интервале вскрытой части осадочно-вулканогенных отложений мощностью около 1000 м встречаются маломощные (до 1 м) горизонты медистых песчаников, реже лав с содержанием меди 0,05–3,62 %.

В дальнейшем при изучении этого рудопроявления В. И. Шпикерманом, А. П. Кропачевым, А. Л. Коноваловым и др. [Мерзляков и др., 1987ф; Кропачев и др., 1987ф; Шпикерман и др., 1988; Кропачев и др., 1988] было установлено, что медная минерализация присутствует по всему разрезу ордовикской осадочно-вулканогенной толщи, как в осадочных, так и в изверженных породах. Главными минералами-носителями меди проявления Агынджа служат борнит, халькопирит, халькозин, ковеллин; второстепенные рудные минералы – дигенит, теннантит, кубанит, бетехтенит, галенит, сфалерит, марказит. Широко распространен пирит.

Преобладающим является оруденение в изверженных породах, представленное несколькими разновидностями. Наиболее распространены вкрапленные руды в амигдалоидных эффузивных трахибазальтах. Содержание меди в таких телах достигает нескольких процентов. Прожилково-вкрапленная минерализация наблюдается в экструзивных телах трахитов. Борнит и халькопирит приурочены здесь к участкам развития кальцитовых прожилков, локализуясь как в самих прожилках, так и за их пределами. Кроме того, широко распространены меденосные кварц-кальцит-сульфидные жилы с участками весьма богатой халькопирит-борнитовой руды (до 25–40 % меди). Таким образом, здесь наблюдается шошонитовая ассоциация магматических пород, содержащая медное оруденение в эффузивных (медистые базальты типа «мантос»), субвулканических (медно-порфировые руды) и гидротермальных

жильных фациях. Среди осадочных пород встречаются пласты меденосных известняков и доломитов с прожилковой рудной минерализацией. Однако наиболее широко среди осадочных распространены медьсодержащие песчаники. Они часто непосредственно перекрывают медистые базальты, образуя единые стратифицированные рудные залежи сложного строения. Нижние части таких залежей – базальты, а верхние – песчаники или другие осадочные породы.

Общей геохимической чертой руд Агынджи является устойчивая ассоциация Cu с Ag (коэффициент ранговой корреляции 0,85). Содержание серебра в рудах – от 1 до 150 г/т. Минеральные носители серебра не изучены, скорее всего это примеси в теннантите и бетехтените. С медью ассоциируют также марганец, мышьяк, свинец, германий, молибден, олово, никель, кобальт [Шпикерман, 1998].

Описанная ассоциация меденосных образований более всего отвечает меднорудным вулканогенным месторождениям в базальтоидах типа «мантос», широко распространенным в Южноамериканских Андах в Чилийско-Перуанской меденосной провинции [Sillitoe, Perello, 2005].

Возраст рассмотренной осадочно-вулканогенной толщи в соответствии с современной ОСШ ордовика достоверно установлен как позднеордовикский на основании находок в ней граптолитов и конодонтов [Мерзляков и др., 1987ф; Мерзляков, Шпикерман, 1985; Шпикерман и др., 1988].

Медно-кварц-сульфидная формация представлена семью рудопроявлениями и рядом пунктов минерализации. Все рудопроявления и основная часть пунктов минерализации расположены преимущественно в бассейне руч. Сурага. Особенностью группы проявлений в бассейне Сураги является ассоциация меди с кобальтом, никелем, мышьяком, сурьмой, серебром и золотом.

Рудопроявление Сурага-2 (VI-4-3), открытое в 1977 г. В. П. Клочковым, находится на правом борту руч. Сурага. Рудные тела представлены двумя окварцованными зонами дробления в известково-глинистых сланцах ордовика. Протяженность зон – 180–200 м, мощность – от 0,2 до 0,3 м, простирание субмеридиональное, падение восточное. Зоны содержат линзовидные кварц-карбонатные жилы мощностью 0,1–0,6 м, длиной 3–5 м с рудной минерализацией, представленной халькопиритом, пиритом, сфалеритом, кубанитом, халькозином, лепидокрокитом, редко блеклой рудой, ковеллином. Вторичные минералы представлены гидроокислами железа, малахитом, азуритом, ковеллином, эритрином. Содержание меди по бороздовым пробам – 0,04–0,9 %, по штуфным – до 5,84 %. Спектральным анализом установлены (%): кобальт (до 0,2), никель (0,03), сурьма (0,003–0,007, иногда до 0,3), следы золота [Клочков и др., 1979ф; Шпикерман и др.,1991ф].

Рудопроявления (VI-4-1,2,4,5) и пункт минерализации (VI-4-7) по составу близки к вышеописанному и тоже в разной степени содержат примесь кобальта.

Рудопроявление меди с кобальтом (VI-5-22) в рифейских метаморфических сланцах Журского выступа приурочено к окварцованной зоне дробления северо-восточного простирания видимой мощностью 10 м. В кварце отмечается вкрапленность (до 0,6 мм) халькопирита, арсенопирита, выцветы малахита, азурита, эритрина, вторичные минералы представлены халькозином

и ковеллином. Спектральный анализ штуфных проб показал содержание (%): меди (до 1), кобальта (до 0,3), мышьяка (0,5), висмута (0,003), золота – 0,03 г/т [Хандожко и др., 1981ф].

Рудопроявление Туф (VI-6-2) расположено на левобережье руч. Туф, правого притока р. Омчикчан. Здесь на протяжении около 50 м прослеживается обнажение окварцованных, сульфидизированных и обохренных кислых туфов илиньтасской свиты верхней юры. Местами по трещинам наблюдаются налеты малахита. Спектральный анализ штуфных проб показал содержание меди до 3 %, цинка – до 0,3 %, серебра – до 20 г/т (пробирный – 33,8 г/т) [Хандожко и др., 1981ф].

Пункты минерализации, связанные с кварцевыми, карбонатно-кварцевыми, карбонатными жилами и прожилками, зонами дроблениями (V-5-38; VI-4-9; VI-5-3,5,8,14,20,29,32,41,55; VI-6-13,15,27,29) имеют гидротермальное происхождение и расположены в бассейне р. Омулёвка, реже – р. Рассоха. Жилы имеют протяженность до нескольких метров, мощность – до 0,6 м. Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом, ковеллином, малахитом и азуритом. Содержание меди – от 0,1–0,2 до 0,6–0,75 %. В отдельных случаях установлены повышенные концентрации серебра (до 10 г/т), золота (до 0,003 г/т), сурьмы (до 0,002 %), кадмия (до 0,003 %) [Хандожко и др., 1981ф; Клочков и др., 1979ф].

Пункт минерализации Кручина (VI-5-5) жильного типа локализуется вдоль тектонического контакта палеозойских карбонатных и терригенных пород в минерализованных зонах дробления. Кальцитовые жилы и прожилки мощностью 2–5 см с вкрапленностью халькопирита и примазками малахита объединяются в зоны мощностью до 30–50 м и протяженностью от 150–200 м до 500 м. Содержания меди составляют 0,1–0,7 %, свинца и цинка – не более 0,01 %, серебра – до 1,5 г/т, никеля и кобальта достигают 0,004 % [Шпикерман и др., 1991ф].

Пункты минерализации меди (I-5-7; I-6-1) в терригенно-вулканогенных породах кенкельдинской свиты верхнего девона – нижнего карбона, вероятно, связанные с раннекаменноугольными плагиогранитами и локализующиеся в зонах дробления северо-восточного простирания, выделены в северо-восточной части территории листа на Алазейском плоскогорье. Наиболее характерным является *пункт минерализации Кенкельды* (I-5-7), приуроченный к зоне разлома северо-восточного простирания. Здесь прослежены две согласные с простиранием вмещающих пород линзы сильно дробленых, пиритизированных и окварцованных трахириолитов с мелкой, неравномерно рассеянной вкрапленностью халькопирита, по которому развиты малахит, азурит, ковеллин, отмечаются галенит, гематит, магнетит. Мощность оруденелых линз – 0,8–1,2 м, протяженность – 8–12 м. Содержание (%): меди (0,25–0,5), свинца (0,016–0,041), цинка (0,008–0,023). Спектральным анализом установлены (%): серебро – 0,001, молибден – 0,001 [Государственная … , 1981а].

Медно-скарновая рудная формация представлена *рудопроявлением Левосереченское* (V-5-21), расположенным в северной части мелкой безымянной интрузии гранитов (сугунский диорит-гранодиоритовый комплекс) на левобережье р. Серечен. В зоне экзоконтакта оруденение развито в мраморизованных и слабоскарнированных известняках нижнего девона. Ширина скар-

нированных пород – 7–8 м, протяженность – 100–120 м. Рудная минерализация представлена халькопиритом, борнитом, реже сфалеритом. Отмечается повышенная висмутоносность (10–20 г/т), содержание меди – до 18,2 %, цинка – до 1,7 %, в повышенных концентрациях сурьма, мышьяк, серебро, вольфрам [Сурмилова и др., 1979ф; Мерзляков и др, 1987ф; Шпикерман, 1998].

В ряде пунктов с медным оруденением (II-1-7; V-6-39; IV-6-27,31,33) в различной степени проявлена свинцово-цинковая минерализация и такие объекты условно отнесены к **свинцово-цинковой жильной формации.**

На карту вынесено семь шлиховых ореолов минералов меди (III-4-19; IV-4-6,9; V-5-3,28,39; V-6-31) и четыре комплексных с галенитом и (или) сфалеритом (IV-5-17; V-5-17,35,36). Шлиховые ореолы объединяют пробы со знаковыми содержаниями (единичные знаки до семи и более знаков на лоток) халькопирита, редко малахита, азурита. В комплексных ореолах галенит (редко церуссит) и сфалерит имеют знаковые содержания, в остальных иногда присутствуют в виде единичных знаков. Весьма редко встречаются золото, киноварь (III-4-19; IV-4-6), антимонит, киноварь (IV-5-17), киноварь (V-5-17). В бассейнах рек Омулевка и Рассоха источниками рудных минералов являются медистые базальты, известняки и зоны сульфидизации, развитые по многочисленным разрывным нарушениям, севернее – в бассейнах водотоков Момского хребта (III-4-19; IV-4-6) – многочисленные кварцевые жилы и зоны минерализации вдоль разрывных нарушений.

Геохимические ореолы меди, вынесенные на карту, в основном сопровождают выделенные рудные объекты: первичный ореол (IV-5-15) – рудопроявление Агынджа, вторичный ореол (I-5-5) – пункт минерализации Кенкельды и ореол меди с кобальтом по потокам рассеяния (V-4-10) – Сурагинскую группу проявлений. Геохимический ореол меди, выделенный по донному опробованию в верховьях рек Ымкырчан–Чечелюгюн (III-3-16) не приурочен к рудным проявлениям и, видимо, как и шлиховые ореолы халькопирита в данном районе, связан с кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления.

Свинец и цинк. Свинцово-цинковые рудные объекты на территории листа представлены полиметаллической колчеданной, свинцово-цинковой жильной, свинцово-цинковой стратиформной в карбонатных толщах, оловополиметаллической и свинцово-цинковой скарновой рудными формациями. Свинец и цинк также встречаются в комплексных объектах других рудных формаций. Отмечены комплексные цинк-свинцовые и свинцово-цинковые объекты, также собственно цинковые, свинцовые и свинцово-цинковые с сопутствующей минерализацией. На карту вынесено 15 рудопроявлений, 58 пунктов минерализации, четыре шлиховых и пять геохимических ореола свинца и цинка.

Полиметаллическая колчеданная рудная формация представлена *рудопроявлением Догор* (V-5-16), расположенным на левобережье р. Булкут. Рудопроявление открыто в 1977 г. В. М. Мерзляковым и П. П. Лычагиным, в дальнейшем исследовалось Е. П. Сурмиловой [Сурмилова и др., 1979ф], В. И. Шпикерманом (1983 г.) и др. Описание приводится по данным В. И. Шпикермана [Шпикерман, 1998]. На проявлении рудовмещающая тол-

ща, локализованная в верхах булкутской свиты верхнего ордовика, слагает фрагмент моноклинальной структуры, падающей на юго-запад под углами 30–80°. Моноклиналь осложнена пострудными сбросами и сбросо- сдвигами. Установлено два типа рудных тел: пластовые залежи и жилы. Согласные пластовые залежи приурочены к горизонту голубых туфобрекчий. Оруденение неравномерное, встречаются участки очень богатых пирит-галенитовых руд. Всего выявлено два пластовых рудных тела мощностью 0,7–1 м каждое. Жильные тела имеют кварц-кальцит-сульфидный состав, участками сложены массивными галенитовыми рудами. Эти жилы мощностью от 2–3 см до 1 м приурочены исключительно к трахитам с редкими порфировыми вкрапленниками. В непосредственной близости от минерализованного горизонта широко развиты жилы кварцевого, баритового и пирит-кварцевого состава. Главными рудными минералами являются пирит, галенит, сфалерит, марказит, пирротин. Второстепенные – халькопирит, магнетит. По данным Е. П. Сурмиловой и соавторов, содержания основных металлов в рудах варьируют в широких пределах (%): свинец (от 0,2 до 58,4), цинк (от 0,4 до 9,7), серебро (г/т) – от 1 до 118. Кроме свинца и цинка в рудах установлены повышенные содержания серебра, меди, молибдена, кобальта, германия, олова. Подсчет запасов полезных ископаемых в авторском варианте [Сурмилова и др., 1979ф], в настоящее время сопоставимый с оценкой прогнозных ресурсов категории P_2, на подвеску 300 м, при средней мощности 11,1 м, протяженности – 1110 м и содержаниях свинца и цинка соответственно 0,58 % и 0,28 % составляет 58 тыс. т свинца и 28 тыс. т цинка. Выдержанность содержания металлов и значительные масштабы оруденения свидетельствуют о перспективности участка [Сурмилова и др., 1979ф].

Свинцово-цинковая жильная рудная формация представлена рудными объектами, расположенными в основном в западной части листа в пределах Илинтасского прогиба, но значимые рудопроявления пространственно тяготеют к Дарпирскому разлому. Всего на карте выделено девять рудопроявлений, также к данной рудной формации условно отнесено более 20 вынесенных пунктов минерализации. В западной части территории листа в зоне влияния Дарпирского разлома расположены рудопроявления (IV-2-20; V-2-5,10; V-3-6,9; VI-3-9), локализованные в вулканогенно-осадочных, вулканогенных породах юрского возраста, прорванных субвулканическими риолитами и позднеюрскими гранитами. Оруденение приурочено к кварцевым жилам и окварцованным, сульфидизированным зонам дробления с кварцевыми, иногда сульфидными жилами, прожилками. Мощность зон – до 50 м, протяженность – до 1 км, мощность жил – до 1,5 м. Химическим анализом установлено содержание свинца от 0,25 до 3,2 %, цинка от 0,02 до 3,56 %, спектрохимическим определено золото – 0,2–0,3 г/т [Ахьяев, 2008ф; Данилогорский, 1967ф; Государственная … , 1977; Сурмилова, 1974ф]. Редко спектральным анализом фиксируется медь (VI-3-9).

Рудопроявление Джапкачан (V-3-9) находится в экзоконтакте Кыгыл-Хаинского субвулканического массива риолитов (улахан-чистайская группа вулканических комплексов и представлена вертикальной кварцевой жилой северо-западного простирания мощностью 1 м и прослеженной на 10 м (по простиранию в обе стороны перекрыта осыпями). Жила выполняет оперяющую тектоническую трещину в вулканогенных риолитах верхней юры вблизи Дарпирского

разлома. Минеральный состав жилы – кварц, флюорит, хлорит, галенит (участками до 20–30 %), пирит, пирротин. Сульфиды слагают гнезда, прожилки, на отдельных участках образуя сплошные руды массивной текстуры. Химическим анализом штуфных проб определены (%): свинец (3,2), цинк (1,2), медь (0,12), олово (0,03). Спектральный анализ руд установил: свинец (1), в большинстве проб, цинк (до 1), медь (0,1), висмут (до 0,03), олово (до 0,006), серебро – до 100 г/т, следы кадмия. Пробирным анализом отмечено золото – 0,006 г/т [Сурмилова и др., 1974ф]. СПР ТПИ РС (Я) учтены авторские прогнозные ресурсы по категории P_3: цинк – 600 тыс. т, свинец – 30 тыс. т, серебро – 300 т.

Рудопроявление Осихат (VI-3-9) приурочено к минерализованной зоне дробления северо-западного простирания в позднеюрских риолитах. Протяженность зоны – 400 м, мощность – 3,5 м, содержит кварцевые жилы и прожилки мощностью 0,05–0,15 м, иногда до 1 м. В кварце вкрапленность, гнезда и прожилки халькопирита, пирита, реже галенита, сфалерита, блеклых руд. По данным спектрального анализа, содержание (%): меди (более 1), цинка (более 1), свинца (0,5), олова (0,001), молибдена (0,001); серебра 5 г/т [Клочков и др., 1979ф]. СПР ТПИ РС (Я) в авторском варианте учтены прогнозные ресурсы категории P_3: свинец – 700 тыс. т, цинк – 600 тыс. т, медь – 80 тыс. т.

В южной части территории листа в зоне влияния Дарпирского разлома в палеозойских карбонатных породах локализованы рудопроявления (VI-4-26; VI-5-25), приуроченные к сульфидизированным зонам дробления северо-западного простирания. В первом случае в зоне дробления и брекчирования с кальцитовым цементом отмечаются вкрапленность и гнезда до 7 см в поперечнике сфалерита, галенита, блеклых руд, параметры оруденения не установлены. Химическим анализом установлено содержание цинка 1,13–4,4 % и свинца 1,7–1,72 % [Клочков и др., 1979ф, Ахьяев, 2008ф]. На рудопроявлении VI-5-25 мощность зоны – 2–3 м, прослеженная длина – 150 м. Оруденение прожилково-вкрапленное, сульфиды представлены галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом. Мощность редких прожилков сульфидов – до 2–3 мм. Содержание свинца – до 1 %, цинка – до 3–5 % [Хандожко, 1981ф].

В северо-западной части площади листа объекты данной рудной формации представлены одним рудопроявлением (II-1-19) и многочисленными пунктами минерализации. Рудопроявление II-1-19 локализовано в верхнеюрских алевролитах бастахской серии и представлено пластовой кварц-хлоритовой жилой мощностью 3 м с редкими вкраплениями галенита, халькопирита, сфалерита от 0,1 до 2 см. Спектральным анализом установлено содержание (%): свинца (1), цинка (0,07), висмута (0,1), сурьмы (0,05) мышьяка (0,07), меди (0,05), серебра – 10 г/т. Спектрозолотометрический анализ показал содержание золота 2 г/т, пробирный – 0,6 г/т. Пункты минерализации II-1-3,4,5; 8–18,20,21,22; II-2-16,17,20 представляют собой кварцевые, кварц-карбонатные, кварц-хлоритовые жилы и прожилки мощностью от 0,4–0,5 до 1 м. Спектральным анализом в них выявлены невысокие содержания (%): свинца (0,07–0,3) и цинка (0,07–0,2, до 0,3), отмечаются висмут (0,0007–0,01), медь (0,007–0,05); серебро – 1,5–10 г/т [Климов и др., 1980ф]. В пунктах минерализации III-1-9,18,21,22; III-2-7,9,17 также наблюдаются маломощные хлорит-карбонат-кварцевые жилы с редкой вкрапленностью галенита, сфалерита. Спектральным анализом штуфных проб установлены содержания: свинца от

0,006 до 1 %, цинка – от 0,003 до 0,5 %, отмечается серебро от 1 до 30 г/т. Во многих пробах выявлен стронций в количестве от 0,01–0,8 до 1 %, редко 3 % и выше [Сорокин и др., 1971ф].

Рудная формация свинцово-цинковая стратиформная в карбонатных толщах представлена двумя рудопроявлениями (VI-6-9,11) и одним пунктом минерализации (VI-6-12) в юго-восточной части площади листа.

Рудопроявление Дорожный (VI-6-11) расположено на участке развития верхнеордовикских и нижнесилурийских карбонатных и карбонатно-терригенных отложений. Оруденение локализуется в пласте известняковых конгломерато-брекчий (в тирехтяхской свите верхнего ордовика), имеющих, по-видимому, осадочное происхождение. Мощность пласта – около 10 м, длина – около 200 м. Оруденение приурочено в основном к цементу конгломерато-брекчий. Сульфиды представлены сфалеритом, галенитом, пиритом, редко арсенопиритом. В штуфных пробах, по данным рентено-радиометрического анализа, содержание свинца до 3,4 %, цинка до 5,7 %. Спектральным анализом установлено до 15 г/т серебра, до 0,002 % германия и кадмия. Проявление сопровождается аномалиями свинца, цинка в первичных и вторичных ореолах рассеяния [Хандожко и др., 1981ф].

Проявление Весновка (VI-6-9) отнесено к данной рудной формации условно. Выявлено В. И. Шпикерманом в 1989 г. и приурочено к терригенно-карбонатным породам среднего–верхнего ордовика (эриехинская свита и минуткинская толща объединенные). Полиметаллические руды обнаружены в элювиальных крупноглыбовых развалах, из-за сильной задернованости не прослежены. Рудоносная порода представляет собой карбонатсодержащий алевролит, практически полностью преобразованный во вторичный кварцит (джаспероид). Наряду с общим прокварцеванием в ней развиты многочисленные прожилки кварца. Рудная минерализация присутствует как в окварцованных алевролитах, так и в прожилках. Содержание сульфидов – от редкой вкрапленности до массивных руд. Руды в основном сфалеритовые, распространен пирит, встречаются галенит, халькопирит. Спектральным анализом определены (%): цинк (более 3), свинец и медь (более 1), германий (до 0,02–0,1), кобальт (0,007–0,01), никель (0,008), висмут (0,00015), молибден (0,00007), олово (0,00032); серебро 2–5 г/т. Данных по рудопроявлению недостаточно, отмечается высокая германиеносность – германий содержится в галените (0,003 %) и сфалерите (0,1 %). В. И. Шпикерман относит объект к формации стратиформных флюорит-свинцово-цинковых месторождений [Шпикерман В. И. и др., 1991ф].

Свинцово-цинковая скарновая рудная формация представлена *рудопроявлением Правый Интах* (V-2-4), которое локализуется в зоне скарнированных пород в экзоконтакте Правоэрикитского гранитного массива. Мощность зоны – до 100 м, длина – 1500 м. К участкам наиболее скарнированных пород прурочены линзообразные выделения сульфидов, представленные преимущественно пирротином с примесью сфалерита, халькопирита и пирита. Размер линз обычно 1,0 × 0,5 × 0,5 м. Химический анализ штуфных проб показал содержания (%): свинца (0,08–0,1), цинка (0,04–9,95), B_2O_3 (0,2–0,38), олово не обнаружено. Спектрально определены медь до 0,1 %, золото – 4 г/т,

серебро – 3 г/т. Пробирным анализом установлены следы золота и серебро – 35,2 г/т [Данилогорский и др., 1967ф; Ахьяев и др., 2008ф].

Рудопроявление Скалистый-2 (V-2-6), условно отнесенное к **олово-полиметаллической рудной формации,** также, видимо, связано с Правоэрикитским гранитным массивом. Оруденение приурочено к интенсивно раздробленным и окварцованным сульфидизированным андезибазальтам верхнеюрской серганьинской свиты. Сульфидная минерализация имеет рассеянно-вкрапленный, прожилковый и гнездовой характер. В рудах преимущественно пирротин, часто в сростках со сфалеритом, халькопиритом, галенитом и пиритом. Химический анализ установил содержание (%): олова (0,03) [Скорина и др., 1941ф], свинца (0,13), цинка (1,85). Спектрально определено золото 0,3 г/т [Данилогорский и др., 1967ф].

Рудопроявление Амбарчик (V-2-3) сходно с вышеописанным. Химический анализ штуфных проб установил содержание (%): олова (0,045 и 0,01), свинца (0,08 и 0,16), цинка (0,14 и 0,31), спектрально выявлено золото – 0,2 г/т [Данилогорский и др., 1967ф].

На карте показаны шлиховые ореолы галенита (V-6-11, VI-6-3), сфалерита (III-1-23), сфалерита и киновари (II-1-6), также комплексные ореолы халькопирита с минералами свинца, цинка (V-5-35,36). Содержание рудных минералов в шлихах обычно не превышает 10 знаков. Источниками рудных минералов, видимо, являются кварцевые жилы и минерализованные зоны дробления в терригенных, терригенно-вулканогенных образованиях и минерализованные зоны в скарнированных карбонатных породах.

Вынесенные на карту геохимические ореолы свинца и цинка представлены в западной части территории листа литохимическими аномалиями по потокам рассеяния свинца (III-3-2) и цинка (III-1-1), на юго-востоке территории аномалиями цинка по первичным ореолам (IV-5-8,14) и комплексной аномалией свинца, цинка в донных отложениях (VI-5-4). Наиболее перспективный ореол свинца и цинка (VI-5-4) включает потоки с содержанием свинца 0,1 % при протяженности 3,3 км и цинка 0,15 % при длине 1,2 км, а также другие, менее контрастные потоки [Хандожко и др., 1981ф]. В качестве второстепенных свинец, цинк входят в состав комплексных цинк-свинец-серебряного (VI-4-10) и свинец-молибденового (I-5-3) ореолов. Первый ореол расположен на северо-западном фланге Дарпирской интрузии (колымский гранитовый комплекс), второй – на Алазейском плоскогорье.

Никель, кобальт. Самостоятельно никелевая и кобальтовая минерализации на площади листа почти не проявлены. Единичные пункты минерализации никеля (V-5-6,9,34; V-6-1,5), вынесенные по данным Е. П. Сурмиловой [Сурмилова и др., 1979ф], представляют повышенные значения содержаний никеля по спектральному анализу проб, отобранных из обломков различных минерализованных пород. Пункт минерализации кобальта выявлен в верховье р. Ленковая (VI-5-11). Среди развалов юрских песчаников редкие обломки (до 0,15 м) молочно-белого кварца, в которых спектральным анализом установлено содержание кобальта 0,01 % [Хандожко и др., 1981ф]. Во всех случаях формационная принадлежность не установлена. Проявление меди с кобальтом (VI-5-22) в рифейских метаморфических сланцах тромбонской толщи

Журского выступа и кобальтсодержащие проявления меди (VI-4-1,3,4,5) описаны при характеристике меднорудных объектов медно-кварц-сульфидной рудной формации. Последние (VI-4-1,3,4,5) сопровождаются геохимическим ореолом меди и никеля по данным донного опробования (V-4-10).

Молибден. Молибденовое оруденение распространено на Алазейском плоскогорье, единичные рудные объекты отмечены в Момском хребте – в бассейне р. Калгар. Представлено проявлениями и пунктами минерализации урановорудной формации в аргиллизитах и полевошпатовых метасоматитах вулкано-тектонических структур и объектами молибденовой апогранитной рудной формации. В первом случае минерализация связана с раннемеловыми вулканитами Хангатасского вулканического поля (кадылчанский и северосеседемский осадочно-вулканогенные комплексы), во втором с раннемеловыми гранодиоритами дойдинского диорит-гранодиоритового комплекса, в бассейне р. Калгар – с гидротермально измененными зонами дробления. На карту вынесены одно рудопроявление, два пункта минерализации молибдена, одно рудопроявление молибдена с ураном, один шлиховой и три геохимических ореола, содержащие молибден (молибденовые минералы).

Молибденовые объекты **урановорудной формации в аргиллизитах и полевошпатовых метасоматитах вулкано-тектонических структур** развиты в полях меловых вулканитов на Алазейском плоскогорье и представлены проявлениями с урановой, молибден-урановой и уран-молибденовой минерализацией. Характеристика уран-молибденового проявления Олений (I-5-16) приводится при описании урана.

Молибденовая апогранитная рудная формация представлена рудопроявлением Ромашка-II (I-6-4). Проявление открыто в 1981 г. И. М. Гончаровым и находится на правом борту р. Кенкельды в зоне контакта Кенкелинского (Кенкельдинского) массива раннемеловых гранодиоритов (дойдинский диорит-гранодиорит-порфировый комплекс) и туфоалевролитов кенкельдинской свиты верхнего девона – нижнего карбона. Оруденение локализуется в штокверке площадью около 0,2 км^2, расположенным как в эндоконтактовой, так и в экзоконтактовой частях массива гранодиоритов в его юго-западной части. Штокверк образован кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками, отчасти жилами с молибденитом, халькопиритом, пиритом, пирротином, шеелитом и висмутином. В плане штокверк имеет грушевидную форму, вытянут в меридиональном направлении. Кварцевые и кварц-карбонатные прожилки имеют различную ориентировку, их мощность колеблется от 0,2 до 5–10 см, протяженность – первые метры, преобладают тонкие прожилки. Рудные минералы – молибденит, пирротин, халькопирит, пирит, шеелит. Содержание (%) молибдена в пределах штокверка крайне неравномерное и колеблется от 0,001 до 1,45, меди 0,01–0,08, вольфрама 0,001–0,002, в единичных пробах до 0,6, висмута до 0,05, серебра – 3 г/т. В молибдените по двум определениям присутствует рений – 0,0045 и 0,0092 %. Проявление сопровождается геохимическими аномалиями молибдена, вольфрама, висмута. На проявлении пройдено 14 канав, вся площадь штокверка покрыта литохимической съемкой по рыхлым отложениям. Авторская оценка прогнозных ресурсов молибдена категории P_3, по данным геохимического опробования рыхлых отложе-

ний площади штокверка, с учетом данных бороздового опробования канав составила 17,55 тыс. т [Гончаров и др., 1983ф].

Пункты минерализации (V-4-3,6) выделены как самостоятельные молибденовые объекты по преобладанию в пробах содержаний молибдена над другими металлами. Формационная принадлежность не ясна. Данные объекты приурочены к субмеридиональным минерализованным зонам дробления в терригенных, терригенно-вулканогенных и эффузивных породах верхней юры. Мощность зон – от 50 до 150–200 м, протяженность – от 700–800 до 1400 м. В них отмечается рассеянная тонкодисперсная вкрапленность пирита, магнетита; реже устанавливаются галенит, малахит, гематит, циркон, апатит, шпинель, гранат, корунд. Минералогический анализ измененных эффузивов устанавливает весовые содержания пирита и граната, знаки галенита, магнетита, циркона, турмалина. Химическим анализом обнаружены (%) молибден (от 0,06 до 0,1), медь (до 0,01), свинец (до 0,003), цинк (0,03). Спектрозолотометрический анализ показал присутствие золота (г/т) – от 0,005 до 0,05–0,1 [Сурмилова и др., 1974ф].

Шлиховой ореол (IV-3-7) вульфенита ($Pb[MoO_4]$) и галенита выделен в верховьях рек Са-Тостубут и Балаганнах, левых притоков р. Тирехтях (Момский), дренирующих северную часть Буордахского риолитового субвулкана. Выделен по 12 шлихам с единичными зернами вульфенита и галенита. Им сопутствуют арсенопирит, барит, сфалерит, ильменит. Коренным источником, возможно, являются зоны вторичных кварцитов, наблюдавшиеся на недоступном водоразделе [Государственная … , 1981а]. Отдельные шлиховые пробы с молибденитом (до пяти знаков) выявлены в водотоках, дренирующих Рассошинский гранитный массив (рассошинский (сугунский диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс). Шлихи разобщенные, кроме молибденита, в одном случае содержат халькопирит, во втором – минералы свинца.

В пределах Алазейского плоскогорья известны геохимические ореолы молибдена (II-5-3,5) в рыхлых отложениях, молибдена со свинцом (I-5-3) в коренных породах, также выделен вторичный ореол рассеяния олова с молибденом (II-6-5).

В процессе подготовки к изданию листа Q-55 появились данные о многочисленных проявлениях молибденовой минерализации в пределах Рассошинского гранитного массива. По предварительным данным, они отнесены к молибден-медно-порфировой формации (С. Н. Сычев, устное сообщение, 2019 г.). Изучение этих проявлений продолжается силами Рассошинской партии ФГБУ «ВСЕГЕИ», в настоящей работе они не рассматриваются.

Вольфрам. Известны четыре рудопроявления (в т. ч. два с сопутствующим оловом), девять пунктов минерализации, два геохимических ореола вольфрама, также два россыпных проявления и три шлиховых ореола шеелита, вольфрамита. Вольфрам как сопутствующий компонент наблюдается в золоторудных проявлениях, также широко представлен в оловорудных объектах как второстепенный элемент (на карте вольфрам не отображен), кроме того, отмечаются комплексные шлиховые ореолы касситерита с шеелитом и вольфрамитом.

Рудные вольфрамовые объекты относятся к вольфрамит-кварцевой грейзеновой и, условно, к шеелит-кварц-полевошпатовой формациям, которые пространственно обособлены друг от друга. Наиболее перспективные объекты приурочены к первой формации и связаны с массивами Колымского батолитового пояса, объекты второй формации расположены в бассейне р. Омулёвка.

Оруденение первого типа генетически связано с кислыми гранитоидами колымского гранитового комплекса. Рудоносными телами являются различные по составу грейзены, кварцевые и кварц-турмалиновые жилы. Грейзены приурочены к контактам интрузий с осадочными породами, где образуют тела различной формы. Отдельные из них прослеживаются и на удалении от контактов (200–300 м) как в гранитах, так и в роговиках. Мощность залежей грейзенов колеблется от 3–5 до 60–70 м. По простиранию они прослеживаются на 700–900 м. Преимущественно развиты турмалин-кварцевые и мусковит-кварцевые грейзены, реже встречаются мелкие тела турмалин-андалузитового состава. Грейзены на 95 % состоят из кварца, мусковита, турмалина, присутствуют андалузит, полевой шпат, апатит, топаз. Рудные минералы представлены касситеритом, вольфрамитом, шеелитом, молибденитом, арсенопиритом, пиритом, халькопиритом. Химическим анализом в грейзенах установлено олово в количестве 0,01–0,71 % и трехокись вольфрама – до 0,32 %. Кварцевые жилы и зоны окварцевания также развиты в основном в эндо- и экзоконтакте гранитоидных массивов. Мощность жил и зон – 0,5–0,6 м, в раздувах до 1,5–6 м. В длину прослежены на 30–60 м, редко на 100 м и более. Представлены как одиночными телами, так и жильными зонами. Ширина таких зон – 10–20 м, прослеженная длина – 1200–1400 м, в поперечном сечении зон обычно не более семи кварцевых жил мощностью от 0,1–0,2 до 1,5–2 м. В рудных телах, кроме кварца (до 95 %), отмечаются турмалин, хлорит, галенит, арсенопирит, пирит, вольфрамит, касситерит, редко встречаются биотит, флюорит, апатит, шеелит, висмутин и молибденит. Химическим анализом установлены содержания (%): олова (0,01–0,82), трехокиси вольфрама (0,02–0,18, редко до 1,5), в некоторых случаях обнаружены висмут (0,36–0,55), сурьма (1,08–3,89), золото 42,4–7,2 г/т (Нод).

Рудопроявление Сфинкс (V-1-3) **вольфрамит-кварцевой грейзеновой рудной формации** представлено кварцевой жилой мощностью 0,3–0,4 м, прослеженной по развалам на 800 м. Фланги жилы вскрыты двумя канавами, простирание северо-западное – 30–40°, угол падения 45°. Вмещающие осадочные породы на контакте с жилой турмалинизированы и сульфидизированы. Мощность измененных пород не более 0,3–0,5 м. Жила на 90–95 % состоит из кварца; в рудных минералах она содержит вольфрамит, шеелит, самородный висмут, висмутин, молибденит, касситерит. Вольфрамит образует включения отдельных кристаллов в кварце размером от 2–3 см до 10 см. Вольфрамовое оруденение на северо-восточном фланге жилы более интенсивное – содержание трехокиси вольфрама здесь до 16 %, на юго-западном фланге – не превышает 1,1 %. Самородный висмут и молибденит встречаются редко, в виде включений размером до 3 мм. Содержания висмута и молибдена не превышают 0,1 %, олова до 0,01 % [Данилогорский и др., 1974ф].

В пункте минерализации (V-1-9), локализованном в пегматитовых жилах, штуфным опробованием определены (%): вольфрам (0,1), олово (0,05), двуокись лития (0,02–0,04) [Тимошенко и др., 1986ф]. Характеристика остальных объектов данной рудной формации близка к вышеописанным.

Рудопроявление Омулевское (VI-5-35) расположено в бассейне руч. Мокрый, (левый приток р. Омулёвка) и условно отнесено к **шеелит-кварц-полевошпатовой формации**. В 1977 г. в бассейне руч. Мокрый выделен крупный и контрастный шлиховой ореол шеелита [Хандожко и др., 1981ф], собственно шеелитовые руды установлены в 1985 г. В. И. Шпикерманом [Шпикерман и др., 1986], поисковые работы с применением поверхностных горных выработок проведены в 1988–1990 гг. [Шабанов и др., 1992ф]. Район проявления находится в центральной части Харкинджинской антиклинали, сложенной карбонатно-терригенными отложениями мокринской и кривунской свит. Из интрузивных образований встречаются лишь редкие дайки позднепалеозойских долеритов (тасканский долерит-габбродолеритовый комплекс). Рудопроявление приурочено к меридиональному разлому, по которому развита зона измененных пород, содержащих рассеянную вкрапленность шеелита. Протяженность зоны – 800 м при мощности до 70 м. Содержание вольфрама, по данным спектрального и рентгено-радиометрического анализа бороздовых проб, – до 0,11 %, обычно составляет не больше 0,001 %. Отмечаются повышенные содержания мышьяка (до 0,01 %), иногда золота (до 0,02 г/т). В пределах данной зоны выявлена интенсивная минерализация шеелита в канаве № 7, где на интервале 8 м вскрыты три зонки кальцит-шеелитового прожилкования мощностью 1 м; 1 м; и 1,4 м, в т. ч. кальцит-шеелитовая жила мощностью 0,2 м и измененные породы с неравномерной вкрапленностью шеелита. Протяженность зоны прожилкования, по данным литохимического опробования, около 60 м. Содержание вольфрама в жиле, по данным химического анализа, 13,89 %, в зонках прожилкования – до 8,21 %, в измененных породах на интервал 0,9 м до 1 %, на 13,7 м – 0,024 %. В отдельных пробах установлены мышьяк (до 0,05 %) и золото – 0,35 г/т. Авторская оценка прогнозных ресурсов трехокиси вольфрама по участку рудопроявления составила по категории P_2 – 569 т, по категории P_3 – 221 т, делювиальной россыпи по категории P_2 – 10,9 т. Рудопроявление сопровождается контрастными литохимическими аномалиями вольфрама, мышьяка, локальными аномалиями золота и ртути [Шабанов и др., 1992ф]. Согласно исследованиям В. И. Шпикермана, вольфрамовые руды на Омулевском проявлении представлены послойным штокверком маломощных разноориентированных прожилков шеелитового, шеелит-карбонатного и шеелит-кварцевого состава, в небольших количествах присутствует пирит. Также на одном горизонте обнаружены участки развития реальгар-кварцевых и реальгар-кварц-карбонатных прожилков, латериально разобщенных с вольфрамовыми рудами. Проявление отнесено к стратиформному шеелит-сульфидному типу оруденения [Шпикерман,1998].

Невысокие (0,001–0,003 %) содержания вольфрама установлены в кварцевых, кварц-кальцитовых жилах и прожилках в палеозойских породах и в верхнеюрских вулканитах с признаками и без признаков гидротермальных изменений (VI-5-1,30,34,39; VI-6-8,25,28). Все эти пункты минерализации выявлены в основном в ходе сколкового опробования при проведении геологосъемоч-

ных маршрутов и условно отнесены к той же шеелит-кварц-полевошпатовой формации.

С рудопроявлением Омулевское связаны россыпные проявления шеелита по ручьям Волнистый (VI-5-37) и Пионер (VI-5-36). Авторская оценка прогнозных ресурсов трехокиси вольфрама россыпного проявления руч. Волнистый по категориям P_1 и P_2 составляет соответственно 11 и 30,8 т, россыпного проявления руч. Пионер по категории P_2 – 5,7 т [Шабанов и др., 1992ф].

Кроме россыпей, рудопроявление Омулевское сопровождается крупным шлиховым ореолом шеелита (VI-5-27), который также захватывает бассейны ручьев Тромбон и Журавль, в которых шеелит отмечен в весовых количествах. Во многих шлихах отмечены знаки реальгара, галенита, барита, единичные знаки сфалерита, халькопирита, аурипигмента. В шлиховом ореоле (VI-5-9) в верховьях руч. Ленковая концентрация шеелита достигает 10 г/м^3. В данном случае, коренным источником шеелита являются зоны скарнирования, к которым также приурочено проявление золота Российское. Шлиховой ореол (VI-6-10) включает пробы с единичными знаками шеелита и приурочен к тектоническому контакту верхнеюрских вулканитов и ордовикских карбонатно-терригенных пород [Хандожко и др., 1981ф]. Геохимические ореолы вольфрама выделены по данным донного опробования по правобережью р. Серечен (V-5-30) и в верховьях р. Горностаевый (V-5-40). Содержание вольфрама в пробах – от 0,005–0,001 % до 0,002 %. Ореолы тяготеют к зонам разломов на площадях развития верхнеюрских терригенно-вулканогенных и палеозойских терригенно-карбонатных, карбонатных пород [Сурмилова и др., 1979ф].

Олово. Оловорудная минерализация развита на территории листа довольно широко и в основном связана с массивами колымского гранитового комплекса. Все вынесенные на карту рудные объекты (одно малое месторождение, 13 проявлений, 24 пункта минерализации) и два россыпных проявления собственно оловянные, также на карте отмечены 12 шлиховых ореола касситерита, в т. ч. два с шеелитом, вольфрамитом, один с киноварью и четыре геохимических ореола олова, один из которых комплексный с молибденом. Олово также представлено в вольфрамовых, золоторудных, полиметаллических и висмутовых объектах, описание которых приведено в разделах по ведущему металлу.

Оловянное оруденение большей частью относится к оловорудной силикатно-сульфидной (одно малое месторождение, девять рудопроявлений, 10 пунктов минерализации) и оловорудной кварцево-грейзеновой (три рудопроявления, 10 пунктов минерализации) формациям, одно рудопроявление и два пункта минерализации отнесены к олово-риолитовой формации. Рудопроявления олово-полиметаллической рудной формации описаны при характеристике свинцово-цинковых объектов.

Наиболее многочисленны и перспективны объекты **оловорудной силикатно-сульфидной формации,** к которым относятся малое месторождение Дарпир, ряд проявлений и пунктов минерализации, которые находятся в южной части территории листа.

Месторождение Дарпир (VI-4-61) расположено на левобережье р. Дарпир-Сиен среди роговиков и ороговикованных пород в 2–2,5 км от контакта Дарпирского массива (колымский гранитовый комплекс). Открыто в 1940 г. В. Ф. Джелали, в 1941 г. разведывалось с поверхности канавами, а в последующем подземными горными выработками на глубину 20–40 м. Здесь выявлено более 20 жил кварц-хлорит-турмалинового и кварц-сульфидного состава, размещенных на площади 12 км^2. Наиболее интересны разведанные штольнями жилы Спартак, Устьевая, Русловая и Каньон. Длина жил – от 30 до 200 м, форма их четковидная, мощность – от 0,4 до 2,7 м в раздувах, содержание олова – от 0,12 до 6,9 %. Содержание олова по отдельным категориям разведанных запасов в среднем составляет 0,4–0,8 %. Кроме олова, в рудных телах содержатся цинк (от 1,25–3,28 до 4,12 %) и медь (0,01–0,03 %). Рудная минерализация представлена вкрапленниками, гнездами и прожилками касситерита, сфалерита, пирита, арсенопирита, редко галенита, титаномагнетита(?). Месторождение частично эксплуатировалось, в 1943 г. законсервировано и признано непромышленным [Клочков и др., 1979ф]. Разведанные запасы олова категории C_2 в количестве 685,28 т отнесены к забалансовым, прогнозные ресурсы категории P_1 (авторские) были оценены в 354 т олова [Государственная … , 1995ф]. Сведения по отработке месторождения и оставшихся в недрах запасах отсутствуют, месторождение ГБЗ не учтено. На 1.01.2017 г. Сводкой прогнозных ресурсов ТПИ РС(Я) по месторождению учтены прогнозные ресурсы олова по категории P_2 – 1 тыс. т.

Месторождение сопровождается небольшими россыпями в ручьях Догор, Дарпир-Сиен, Ного и Омчик, которые в настоящее время в разной степени отработаны.

Кроме месторождения Дарпир к Дарпирскому массиву приурочены следующие рудные объекты данной формации: проявления – VI-4-32,37,39, 55,56,57,59, пункты минерализации – VI-4-15,17,41,46,51,53,63. Все они находятся в эндо- и экзоконтактовой зоне интрузива, представленной кварц-полевошпатовыми, двуслюдяными, биотитовыми и турмалиновыми сильно сульфидизированными роговиками. Среди сульфидов характерны пирит и арсенопирит, реже встречается сфалерит. Ширина контактового ореола – 4–8 км. Рудные объекты представлены жилами, характеризующимися небольшой протяженностью (10–50 м) и мощностью (0,05–0,4 м). Они выполняют в роговиках крутопадающие (80–90°) трещины, преимущественно северо-восточного простирания (30–60°). Форма жил четковидная и линзообразная. Контакты рудных тел нечеткие. Околожильные изменения вмещающих пород проявились окварцеванием, карбонатизацией и сульфидизацией. Иногда жилы по простиранию сменяются брекчиями с кварц-карбонатным цементом. По минеральному составу выделяются жилы кварц-хлорит-турмалинового, кварцевого и кварц-сульфидного типов. Первые несут более богатое оловянное оруденение. Содержание олова в жилах – 0,03–5 %, составляя обычно 0,15–0,3 %. Вместе с оловом встречаются мышьяк, цинк, золото и вольфрам. Содержание последнего в пересчете на трехокись достигает иногда 0,5 % [Данилогорский и др., 1974ф].

К оловорудной силикатно-сульфидной формации также отнесены рудопроявления (V-3-22,23), расположенные в экзо- и эндоконтакте Чугулукского

гранитного массива (колымский гранитовый комплекс) и пункты минерализации (VI-1-90,91,94), приуроченные к Арга-Салинской интрузии (тас-кыстабытский гранит-гранодиоритовый комплекс).

Объекты **оловорудной кварцево-грейзеновой формации** представлены тремя рудопоявлениями и рядом пунктов минерализации, которые расположены в пределах распространения массивов Колымского батолитового пояса западнее и северо-западнее Дарпирского массива.

Рудопроявление Тахо (VI-3-29) находится в истоках руч. Тас (в геологических отчетах – руч. Тахо, левый приток р. Екчан – левый приток р. Артык в верхнем течении). Открыто в 1943 г. Б. В. Пепеляевым, в 1944 и 1952 гг. изучалось канавами. Разведано шесть оловорудных участков в ороговикованных среднеюрских породах, приуроченных к надынтрузивной зоне невскрытого эрозией гранитоидного массива. Из них наиболее детально изучено три участка Южный, Центральный, Восточный, расположенные в 1–2 км друг от друга. Участок Южный (бассейн руч. Правый Тахо) объединяет штокверк и зоны окварцевания в ороговикованных песчаниках и дайках риолитов (улахан-чистайская группа вулканических комплексов). Штокверк представлен зоной интенсивного прожилкового окварцевания в ороговикованных песчаниках, форма овальная, вытянутая в субширотном направлении, длина – 130–150 м, ширина – 17–30 м. Содержание олова по химическому анализу в пределах 0,02–0,22 %, в единичных пробах до 0,5–1,27 %. Зоны окварцевания в песчаниках субширотного простирания, длиной 800–1200 м, мощностью 0,5–2 м. Содержание олова по химическому анализу от следов – до 3,23 %. Зоны окварцевания в дайках представлены серией кварцевых жил и прожилков, иногда вдоль лежащего бока или по простиранию. Длина жил – 5–10 м, мощность – 0,1–0,7 м, редко 4 м. Мощность зоны окварцевания в лежащем боку дайки достигает 8 м, длина 60 м. Окварцевание ограничивается мощностью даек 6–11 м, наиболее крупные жилы выходят в роговики, но быстро выклиниваются. Содержание олова по химическому анализу 0,01–0,017 %, в единичных пробах до 0,33–1,88 %. Участок Центральный (вершина руч. Лев. Тахо) объединяет серию из 30 широтных зон окварцевания в ороговикованных алевролитах и песчаниках, редко в дайках риолитов с интервалом 1–150 м. Длина большинства зон – 5–25 м, мощность – 1–3 м. Несколько зон имеют длину 50–150 м, редко до 350 м, мощность 0,5–6 м. Насыщенность зон кварцевыми жилами и прожилками в среднем 10–15 %, иногда до 50–70 %. Отдельные кварцевые жилы имеют длину от 10–15 до 110 м, мощность в раздувах до 17,5 м. Распределение олова в зонах неравномерное, содержание его колеблется от следов до 1,93 % с преобладанием 0,02–0,3 %. Участок Восточный объединяет зоны окварцевания в дайке риолитов и турмалин-кварцевых роговиках. Зоны окварцевания в дайке длиной 1км имеют простирание 250–310°, падение 25–30° на север. Длина их – от 10–30 до 200–400 м, мощность 1–6 м, насыщенность кварцем от 2–20 % до 40–60 %. Содержание олова в дайке – от следов до 1,83 %, преобладают содержания 0,01–0,07 %. По простиранию дайка выклинивается и окварцевание продолжается в зоне дробления роговиков. Зоны окварцевания в роговиках имеют длину 10–80 м, редко до 400 м, мощность 1–11 м. Окварцевания представлено серией тонких (1–2 мм) кварцевых прожилков, количество которых до 1–10 % объема породы. Содержание олова – от следов до 0,76 %, в среднем 0,09 %. Вещественный

состав руд отдельных участков рудопроявления одинаков. Оловянная минерализация приурочена к участкам зон окварцевания, где развиты жилы и прожилки кварца второй генерации с флюоритом. Рудные минералы представлены касситеритом, шеелитом, вольфрамитом, арсенопиритом, пиритом, скородитом [Клочков и др., 1979ф; Данилогорский и др., 1974ф].

По состоянию на 1.01.1966 г. в авторском варианте были подсчитаны забалансовые запасы категории C_2 олова в количестве 2059,8 т [Данилогорский и др., 1974ф]. СПР ТПИ РС(Я) на 1.01.2017 г. учтены прогнозные ресурсы олова категории P_2 в количестве 5 тыс. т (по проявлению), категории P_3 – 4 тыс. т (по Тахинскому узлу).

Рудопроявление Музыкальный (V-1-1) находится в истоках одноименного ручья, левого притока р. Эрэкит (Эрикит), в эндо- и экзоконтакте Курской гранитоидной интрузии (колымский гранитовый комплекс). Представлено меридиональной зоной турмалин-кварцевых грейзенов в гранитах и роговиках. Протяженность зоны – 600–700 м, мощность – 15–40 м. Химический анализ штуфных проб установил содержание олова 0,01–0,71 %, в одной пробе содержание трехокиси вольфрама составило 0,02 %, спектрохимическим анализом определено золото – 0,2 г/т. Минералогический состав рудоносных грейзенов следующий: кварц, турмалин, мусковит, хлорит, касситерит, вольфрамит, шеелит [Геологическая карта … , 1979; Ахьяев, 2008ф].

Рудопроявление Солнышко (V-3-24) расположено на левобережье р. Чугулукка-Юрюе и представлено линейными телами полевошпатовых метасоматитов и зоной линейной грейзенизации, секущими вмещающие граниты Чугулукского массива (колымский гранитовый комплекс). Линейные метасоматиты представлены сближенными от 2–20 до 70–80 м телами субмеридионального простирания мощностью от 0,1–0,7 до 2–2,5 м и прослеженной длиной от 10–15 до 70–100 м. Состав тел – альбит, кварц, рудные – касситерит, нацело окисленные сульфиды, из реликтов определены пирит и халькопирит. Линейная зона грейзенизации расположена в центральной части проявления, имеет видимую мощность около 5 м, прослежена на 120 м. Состав грейзенов – кварц, серицит, мусковит, турмалин, наблюдаются повышенное количество граната, хлорита, сульфидов (нацело окисленных). Химический анализ рудных тел установил олово (от 0,02 до 0,29 %), спектральным анализом определено (%): олово (от 0,002 до 0,05), вольфрам (до 0,001, в одной пробе), литий (до 0,003–0,005) и ниобий (от 0,0005 до 0,003). Подсчитаны авторские запасы олова, сопоставимые в настоящее время с оценкой прогнозных ресурсов категории P_3 в количестве 498 т олова [Гедько и др., 1978ф].

Пункты минерализации (IV-1-14,15; V-1-4,6; V-2-2,11,15; V-3-17,29; VI-3-4) приурочены к грейзенизированным породам экзо- и эндоконтакта Лево- и Правоэрикитского, Чугулукского массивов (колымский гранитовый комплекс), вероятно, также отвечают оловорудной кварцево-грейзеновой формации. Рудоносными телами являются различные по составу грейзены, кварцевые и кварц-турмалиновые жилы. Грейзены образуют удлиненные полосы вдоль контакта гранитов с роговиками. Ширина полос – 3–80 м, длина – до 900 м. По составу выделяются кварц-турмалиновые и мусковит-кварцевые грейзены. Грейзены обычно равномернозернистые, размер зерен – 0,4–0,6 мм, реже 2–3 мм. Касситерит образует мелкие (до 2 мм) зерна, распределен неравномерно.

Нерудные минералы грейзенов – кварц, турмалин, мусковит, андалузит, полевой шпат, апатит, топаз. Рудные – касситерит, вольфрамит, шеелит, молибденит, арсенопирит, пирит и халькопирит. Содержание олова – 0,02–0,11 %. Кварцевые и кварц-турмалиновые жилы имеют меньшее распространение, по развалам прослежены на 20–40 м. Содержание олова – от 0,03 до 0,17 %, отмечается трехокись вольфрама – 0,02–0,03 % [Данилогорский и др., 1974ф; Геологическая карта … , 1979; Ахьяев и др., 2008ф].

С зонами гидротермально измененных и дробленых пород в нижнемеловых осадочно-вулканогеных отложенниях связаны рудопроявление (II-5-2) и пункты минерализации (I-4-4,19) **оловорудной риолитовой формации**, расположенные на Алазейском плоскогорье.

Рудопроявление Улахан-Кудерай (II-5-2) локализуется в двух зонах дробления протяженностью 1 и 0,6 км, мощностью 10–20 м. Риолиты в зонах развальцованы, по трещинкам выполнены глинками скольжения и гематитовыми примазками, пиритизированы, гематизированы и скаполитизированы. Гематит образует сетку прожилков. Минералогический анализ измененных пород показывает в знаковых количествах кристаллический касситерит, деревянистое олово, также галенит, барит, пирит. Содержание (%) – олова (0,01–0,02, химический анализ), спектрально выявлены медь (0,003–0,006), свинец (0,003), молибден (0,003). Спектрохимическим анализом определено золото (г/т) – 0,01–0,02 (19 проб), в трех пробах – 0,5, в одной пробе – 1. Золото тонкодисперсное, в шлиховых пробах аллювия, делювия и в искусственных шлихах из измененных риолитов не обнаружено. Наличие золота представляет интерес на предмет обнаружения проявлений эпитермального золото-серебряного оруденения. Рудопроявление сопровождается шлиховыми и литохимическими ореолами олова [Николаев Ю. Т., 1975ф]. Пункты минерализации (I-4-4,19), выявленные в меловых вулканитах, слабооловоносны (0,002 и 0,004 %) и отнесены к данной рудной формации условно.

На карту вынесено два пункта минерализации, не связанные с гранитами и вулканитами. Первый (II-2-13) расположен в бассейне р. Метис (Мятись), представлен прожилками кварца мощностью 2–3 см в песчаниках бастахской серии верхней юры, выше по течению отмечаются прожилки до 5–10 см и редко в раздувах линзы до 30 см. В кварце отмечается касситерит. Содержание (%): олова спектрально (0,02–0,05), отмечается свинец (до 0,03), цинк (до 0,03); серебро – до 7 г/т [Климов, 1980ф]. Второй (V-1-69) выявлен на левобережье р. Андыгычан в развалах минерализованной зоны дробления в юрских песчанках и алевролитах. Содержание олова спектрально – 0,1 % [Ахьяев, 2008ф].

Кроме рудных объектов на карту вынесено два россыпных проявления олова, приуроченных к рудопроявлению Тахо: россыпь руч. Правый Тахо (VI-3-30) и россыпь руч. Левый Тахо (VI-3-28). Россыпи были выявлены в 1943–1944 гг., тогда же впервые изучены одиночными шурфами. Детальная разведка их проводилась шурфами в 1952–1953 гг. Россыпи плохо сформированные аллювиальные, в долине руч. Лев. Тахо россыпь переходит в аллювиальную из делювиальной. Длина отдельных струй россыпи 150–800 м, ширина – 20–80 м. Мощность пласта – 0,7–1,2 м, пласт приплотиковый, расположен на глубине 3–13 м. Содержание касситерита (г/м^3) – от 50 до 4500, (среднее –

300). Встречается также вольфрамит, в среднем до 150 г/м^3. Запасы в авторском варианте составляют олова 52 т, трехокиси вольфрама – около 6 т [Ключков и др., 1979ф]. СПР ТПИ РС (Я) на 1.01.2017 г. учтены прогнозные ресурсы категории P_1: олова – 80 т, трехокиси вольфрама – 30 т (по обеим россыпям), категории P_3: олова – т, трехокиси вольфрама – 20 т (по Тахинскому узлу).

Кроме россыпей на карту вынесено 12 шлиховых ореолов касситерита, из них три комплексных: два с вольфрамитом, шеелитом (IV-1-11, V-1-7) и один с киноварью (II-4-1). В пределах Алазейского плоскогорья шлиховой касситерит (I-4-6,10, II-4-1) связан с минерализованными зонами дробления в полях развития меловых вулканитов. В шлихах содержание касситерита – от единичных до первых десятков знаков, отмечается деревянистое олово (I-4-6), киноварь. Содержание последней в комплексном ореоле (II-4-1) – до трехпяти знаков. В юго-западной части территории листа основная часть шлиховых ореолов (IV-1-11;V-1-7; V-3-19; VI-3-26,36; VI-4-11,42,48) представлена знаковыми и весовыми содержаниями касситерита и приурочена к рудным объектам олова, вольфрама, генетически связанными с магматическими образованиями колымского гранитового комплекса. Шлиховой ореол касситерита (VI-2-45) представлен единичными знаками касситерита и приурочен к интрузивным образованиям хуламринского трахидолерит-монцодиоритового комплекса.

Геохимические ореолы олова выделены на Алазейском плоскогорье. Представлены литохимическими аномалиями (II-5-1, II-6-2,5) в рыхлых отложениях и гидрохимическим ореолом (I-5-18). Аномалии моноэлементные, кроме комплексного с молибденом ореола II-6-5. Содержание олова (%) в пределах литохимических аномалий – 0,001 (фон – менее 0,0001), гидрохимической – 0,00065–0,001 (фон – 0,00018). В комплексной аномалии содержание молибдена (%) – 0,001 (фон – менее 0,0003). Все они, видимо, связаны с минерализованными зонами дробления.

Ртуть. На территории листа известно одно проявление и девять пунктов минерализации ртути, их формационная принадлежность требует уточнения. В настоящей работе все объекты условно отнесены к объединенной **ртутной формации.** На карту также вынесено 11 шлиховых ореолов и один геохимический ореол ртути.

Заметное значение ртутная минерализация имеет на Алазейском плоскогорье, где известно одно проявление (I-6-10), три пункта минерализации (I-4-20, I-6-7,9), также семь шлиховых ореолов (I-4-2,3,14,21; I-5-8; I-6-3; II-4-2) и одна литогеохимическая аномалия (I-6-6).

Рудопроявление Сылгы (I-6-10) расположено в бассейне р. Сылгы-Юрях, левого притока р. Седедема. В пределах проявления развиты верхнепермские осадочно-вулканогенные породы (кыллахская свита), прорванные позднемеловыми дайками диоритов (хадаранский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс) мощностью более 30 м и длиной более 200 м, к которым приурочено ртутное оруденение. Киноварные руды локализуются только в пределах дайки измененных диоритов, во вмещающих породах отмечается лишь рассеянная минерализация, с которой связаны геохимические аномалии ртути. Рудные зоны с видимой киноварью не выходят за пределы даек диоритов и ориентированы согласно с их простиранием. Мощность рудных зон – до 8 м,

видимая длина – свыше 90 м. Распределение киновари в зоне крайне неравномерно. Минеральный состав руд (%) – киноварь (70–80), пирит (до 10), магнетит (до 10), встречается халькопирит (1–2). Киноварь образует вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, размер вкрапленников – до 1 мм. Прослеженная длина наиболее изученной канавами зоны составляет 90 м, средняя мощность 1,6 м (0,5–3 м). Содержание ртути в бороздовых пробах, по данным химического анализа, от 0,007 до 0,48 %. В авторском варианте подсчитаны запасы ртути, сопоставимые в настоящее время с оценкой прогнозных ресурсов категории P_3 в количестве 54 т ртути [Гончаров, 1976ф]. Рудопроявление скорее всего относится к ртутной аргиллизитовой формации в дайках основного состава.

Пункты минерализации Большое (I-6-9) и Сюстиннях (I-6-7), расположенные несколько восточнее, имеют аналогичную геологическую обстановку и характер оруденения.

Пункт минерализации Кыгыл-Хая (V-3-10) расположен в истоках руч. Лев. Кысыл-Хая на левобережье р. Тирехтях (Момский). Оруденение комплексное золото-ртутное с свинцом и цинком локализовано в зонах вторичных кварцитов, развитых по разломам в позднеюрских риолитах Кыгыл-Хаинского субвулканического массива (улахан-чистайская группа вулканических комплексов). Мощность зон – от первых десятков до первых сотен метров, ориентированы в основном в субширотном направлении. Гидротермально измененные породы интенсивно сульфидизированы. Сульфиды в виде тончайшей вкрапленности и прожилков, наиболее обильны на участках милонитизированных вторичных кварцитов. Также отмечаются мелкие (до 0,2 м) хлорит-кальцитовые жилы с сульфидами. Сульфиды – пирит, галенит, сфалерит, редко халькопирит, арсенопирит. Минералогическим анализом также установлены гематит, магнетит, барит, циркон, анатаз, кальцит, хлорит, гранат, апатит, монацит. Основную массу пород (до 90 %) слагает кварц. Киноварь минералогическим анализом не установлена, хотя шлиховые пробы из продуктов разрушения (элювия) вторичных кварцитов содержат знаки очень мелкой киновари, также проявление сопровождается шлиховым ореолом рассеяния киновари по дренирующим водотокам. По-видимому, киноварь тонкодисперсная и трудно диагностируется из-за лимонитовой «рубашки». Химическим анализом штуфных проб содержание ртути определено в количестве до 0,01 %, также присутствуют цинк – 0,14 %, свинец – 0,2 %. Пробирным анализом установлено золото 0,2 и 0,1 г/т. Спектрально определено серебро до 10 г/т [Сурмилова и др., 1974ф]. Данный пункт минерализации более всего отвечает ртутной опалит-вторичнокварцитовой формации.

На карту вынесено 11 шлиховых ореолов киновари и два комплексных – касситерита с киноварью и сфалерита с киноварью. Основная часть ореолов киновари (I-4-2,3,14,21; I-5-8; I-6-3; II-4-2) и комплексный ореол с касситеритом (II-4-1) расположены на Алазейском плоскогорье. Содержание киновари в шлихах – от знаков до весовых, в комплексном ореоле киновари – до 3–4 знаков. Кроме киновари в шлихах встречаются сфалерит, касситерит. Шлиховые ореолы связаны с минерализованными зонами дробления в меловых вулканитах преимущественно кислого и щелочного составов, а в восточной части – с зонами крупных разломов в верхнепалеозойских осадочно-вулкано-

генных породах и с мезозойскими интрузивными породами кислого и среднего составов. Кроме Алазейского плоскогорья разрозненные шлиховые ореолы киновари (III-2-14, III-4-3, III-5-19) и комплексный ореол сфалерита с киноварью (II-1-6) отмечены на Момском хребте. Источником киновари, видимо, являются минерализованные зоны дробления в верхнеюрских терригенных отложениях, содержание киновари в шлихах – от одного до 10 знаков. В юго-восточной части территории листа выделен один незначительный по размерам и содержанию (единичные знаки) шлиховой ореол киновари (V-6-42). Источниками сноса киновари являются сильно брекчированные минерализованные вулканогенно-осадочные породы илиньтасской свиты в зоне разлома.

Геохимический ореол ртути (I-6-6), выделенный по вторичным ореолам рассеяния, приурочен к ртуторудным объектам – проявлению Сылгы и пункту минерализации Большое.

Мышьяк распространен ограниченно, на карту вынесено два пункта минерализации, имеющие лишь минералогическое значение, и два геохимических ореола, представляющие поисковый интерес. Мышьяк в форме реальгара и аурипигмента присутствует в Омулевском проявлении вольфрама, описанном выше.

Пункт минерализации Известковистый (V-2-14) расположен на левобережье р. Буордах, где в мраморизованных девонских известняках отмечено три гнездообразных тела, достигающие в поперечнике 4–5 м, выполненные арсенопиритом [Данилогорский, 1979; Ахьяев, 2008ф].

Пункт минерализации Кокосовый (V-6-15) расположен на правобережье р. Рассоха у восточной границы площади листа и представлен обломками гидротермально измененных пород с повышенным содержанием мышьяка на участках окварцевания и сульфидизации отложений бастахской и илиньтасской серий [Сурмилова и др., 1979ф].

Литогеохимические ореолы мышьяка по потокам рассеяния выявлены в юго-восточной части площади в бассейне р. Олгуя. Среднее содержание в ореолах (%) мышьяка – 0,0025 (V-6-26) и 0,0035 (V-6-13), при минимально-аномальном – 0,001. Коренным источником являются многочисленные зоны пиритизации и окварцевания, а также кварцевые жилы с редкой вкрапленностью арсенопирита в зоне крупного северо-западного разлома [Сурмилова и др., 1979ф; Государственная … , 1987в].

Сурьма. Сурьмяное оруденение на изученной территории распространено незначительно. Сурьма чаще всего присутствует в качестве второстепенного компонента в рудах других металлов. Известно два проявления (VI-4-47,49) и три пункта минерализации (V-5-29; VI-4-29,35) с преобладающей сурьмяной минерализацией.

Рудопроявление Ачмолачан-1 (VI-4-47) **золото-сурьмяной березитовой рудной формации** находится на правобережье руч. Ачмолачан, левого притока р. Мальта. Оруденение локализуется в дайке риолитов (улахан-чистайская группа вулканических комплексов), приуроченной к разлому северо-западного простирания. Протяженность выхода оруденелой дайки 2,5 км, ширина – 20–120 м. Дайка березитизирована, окварцована. Развито как метасо-

матическое, так и прожилковое окварцевание. Прожилки кварца разноориентированы, но простирание наиболее крупных совпадает с простиранием дайки. Мощность прожилков – 0,1–15 см, протяженность – 5–10 м, редко больше. Содержание сурьмы варьирует от 0,007 до 2,5 %, золота – от следов до 1,5 г/т. Выделено одно рудное тело длиной 350 м, средней мощностью 0,5 м, среднее содержание сурьмы 1,67 % (0,9–2,5 %), содержание золота 0,2 г/т. В штуфах содержание сурьмы – до 4,4–27,8 %; золота – до 1,6 г/т; установлены также (%): цинк (до 0,2), молибден (0,001), марганец (0,2) и серебро – до 1 г/т. Минералогическим анализом рудных проб установлены кварц, антимонит, пирит, арсенопирит, пирит, сфалерит, халькопирит, бертьерит, самородная сурьма. Авторская оценка прогнозных ресурсов категории P_1 составила 1500 т сурьмы [Гордеев и др., 1987ф].

Рудопроявление Ачмалочан-2 (VI-4-49), расположенное в 2 км юго-восточнее проявления Ачмолачан-1, по геологической обстановке и характеру оруденения аналогично ему. Мощность оруденелой дайки – до 20 м, протяженность – 100 м. Содержание сурьмы – 0,43–1,71 %, золота – до 0,4 г/т, мышьяка – 0,06–1,98 % [Государственная … , 1995ф].

Пункт минерализации Ундина (VI-4-35) в верховьях руч. Курага представлен четковидной стержневой кварц-антимонитовой жилой в юрских песчаниках и алевролитах. Жила имеет протяженность 20 м, мощность – 0,1–0,43 м и приурочена к зоне дробления северо-западного простирания. Химическим анализом определено содержание (%): сурьмы (34,1), олова (0,04–0,25) и трехокиси вольфрама (0,03) [Государственная … , 1995ф].

Висмут. Висмутовая минерализация на изучаемой территории почти не проявлена. Висмут в виде примеси наблюдается в рудах золото-редкометалльной формации, кроме рудопроявления Джукан-2 (VI-3-10), где является основным компонентом. Также выделено два пункта минерализации (II-2-19, VI-1-92), где висмут является главным компонентом.

Рудопроявление Джукан-2 (VI-3-10) **золото-редкометалльной рудной формации** расположено в верховьях руч. Дукан, левого притока р. Турах. Оруденение приурочено к эндоконтакту позднеюрских гранитов Чугулукского массива (колымский гранитовый комплекс). Здесь в гранитах выявлено 10 параллельных кварцевых жил северо-восточного простирания. Мощность жил – 0,02–0,2 м, в кварце вкрапленность арсенопирита, реже – пирита. Пробирным анализом определено золото – от следов до 0,4 г/т, химическим анализом установлены (%): олово (0,32), висмут (до 0,25), сурьма (0,59), мышьяк (2,69) [Клочков и др., 1979ф].

Пункт минерализации (VI-1-92) расположен в истоках руч. Озерный и приурочен к экзо- и эндоконтакту Арга-Салинского интрузива (тас-кыстабытский гранит-гранодиоритовый комплекс). Представлен турмалин-кварцевыми, сульфидно-кварцевыми жилами и окварцованными дайками аплитов. Мощность тел – 0,3–1,5 м, длина до 100 м. Состав жил: кварц, турмалин, арсенопирит, касситерит, рутил, кальцит. Содержание олова – до 0,1 %, висмута – до 0,77 % [Зарубин и др., 2004ф].

Пункт минерализации (II-2-19) находится в верхнем течении безымянного правого притока р. Камчатка. На контакте терригенных пород нижнего мела

и позднемеловой дайки долеритов (саканьинский габбро-долеритовый комплекс) кварц-карбонатные прожилки мощностью до 2 см. Содержание (%): висмута (0,01), меди (0,01), свинца (0,02), цинка (0,02) [Климов, 1980ф].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Редкие металлы и рассеянные элементы самостоятельные проявления не образуют. Повышенные содержания ниобия (0,01 %) известны в золоторудном проявлении Правый Интах-2. Кадмий отмечается (0,01 %) в оловянных рудах проявления Охотика, на серебряном проявлении Дорожный (до 0,002 %). Германий установлен в свинцово-цинковых рудах проявления Весновка (до 0,02–0,1 %), рудах золота пункта минерализации Гырбынья-Сиен-2 (до 0,02 %), в полиметаллических рудах проявления Дорожный (до 0,002 %), устойчивые повышенные содержания германия установлены в свинцово-цинковых рудах проявления Догор. В золе каменных углей Мятисского каменноугольного района содержание германия в единичных пробах достигает 0,05–0,1 %, в остальных случаях, в т. ч. в золе углей месторождений содержание на уровне фоновых. Цирконий представлен в двух шлиховых ореолах циркона. Шлиховой ореол (III-1-24) расположен на левобережье р. Мома у западной границы площади листа, содержание циркона в шлиховых пробах – от знаков до 100 г/м^3. Второй шлиховой ореол (III-3-12) охватывает верховья рек Балаганнах и Мас-Юрюе. Содержание циркона в шлиховых пробах – от знаков до 20 г/м^3 (р. Мас-Юрюе) и до 50–400 г/м^3 (р. Балаганнах) [Государственная … , 1996бф]. Кроме того, содержание циркона до 100 г/т установлено в протолочках проб из конгломератов нижнего ордовика (пункт минерализации Иченское).

Редкоземельные элементы представлены шлиховыми ореолами минералов группы редкоземельных фосфатов (куларита, койвинита, ксенотима) и ортита, литогеохимическим ореолом лантана и церия. Всего на карту вынесено восемь шлиховых и один литогеохимический ореол редких земель.

Минералы группы фосфатов редкоземельных элементов широко распространены в русловом аллювии водотоков, размывающие поля развития отложений бастахской серии на Момском хребте. В шлихах преобладает куларит, реже встречаются ксенотим и койвинит (флоренсит). Куларит присутствует в виде округлых эллипсоидальных темно-серых и черных кристаллов размером до 0,8 мм. Минерал хрупкий, слабомагнитный, со смолистым блеском. Ксенотим встречается в виде обломков призматических кристаллов черного цвета со смолистым блеском. Краевые части зерен ксенотима замещаются черчитом. Койвинит характеризуется ромбоэдрическими кристаллами, окраска которых зависит от включений. При определении минералов применялся рентгеноструктурный анализ [Государственная … , 1996вф].

На карту полезных ископаемых вынесены шесть шлиховых ореолов минералов редкоземельных фосфатов (II-2-15, II-3-5, III-1-13, III-3-17, III-4-1,4) в бассейнах рек и ручьев Момского хребта. Средние содержания полезных компонентов в наиболее обширном ореоле III-1-13, также в ореоле II-3-5 низкие – единичные знаки, знаки, максимальные концентрации минералов отмечаются в ореолах III-3-17, III-4-1 до 200–300 г/м^3. В пределах выделенных

шлиховых орелов отмечаются единичные литогеохимические потоки рассеяния церия, лантана, циркония протяженностью от 2–4 км до 6–8 км, контрастностью 2–3 геофона, в контуре ореола III-4-1 зафиксирован наиболее контрастный литогеохимический поток иттрия (6–23 геофона) длиной 2,5 км. Также на южном фланге ореола III-1-13 отмечен шлиховой поток циркона длиной около 8 км с содержанием 300 г/м^3 [Государственная … , 1996вф].

Шлиховые ореолы ортита выделены на юго-восточном фланге Момского хребта в полях развития вулканогенных пород илиньтасской свиты (IV-4-10) и на левобережье р. Мома в терригенных породах бастахской серии на контакте с риолитами Буордахского субвулкана (буордахский риолитовый комплекс) (IV-3-6). Содержания ортита в шлихах – от единичных знаков до знаковых. В шлихах повсеместно присутствуют монацит и черчит [Алешко, 1974ф; Алешко, 1976ф; Государственная … , 1985б].

Литогеохимический ореол лантана и церия по потокам рассеяния (V-6-14) выявлен в междуречье Лев. Бильбэт–Прав. Бильбэт, где в 25 пробах из 200 установлено содержание этих элементов: 0,01–0,02 %, в трех – до 1 % [Государственная … , 1985б].

В процессе подготовки листа при полевых работах установлены устойчиво повышенные содержания редкоземельных элементов во вмещающих породах (калгынский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс) рудопроявления золота Гырбынья-Сиен-1 (г/т): Y (до 110,8), Sm (до 43), Er (до 16,4), Yb (до 12,5), Ho (до 1,6), Lu (до 1,5).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Золото наравне с каменным углем составляет основу минерально-сырьевой базы рассматриваемой территории. На карте полезных ископаемых показаны одно среднее, шесть малых коренных месторождений золота, 72 проявления и 172 пункта минерализации; девять крупных, 22 средних, 41 малое россыпное месторождений, 59 россыпепроявлений, 26 шлиховых и четыре геохимических ореола золота.

Все золоторудные объекты делятся на пять формационных типов: золоторудные кварцевые, золото-серебряные, золото-редкометалльные, золото-сурьмяные и золоторудные лиственитовые. Также имеются признаки (пункт минерализации) формации золотоносных конгломератов, но в настоящее время самостоятельная значимость золотоносности тремадокских конгломератов не подтверждается.

Наиболее распространены **объекты золоторудной–кварцевой формации**, к которой относятся месторождения и проявления, которые на Северо-Востоке России обычно называют объектами малосульфидной золото-кварцевой формации. На территории изучаемого листа к данной рудной формации принадлежат все известные месторождения и основная часть рудопроявлений и пунктов минерализации. Кроме вышеуказанных типов, золото как второстепенный компонент или в виде примеси содержится в рудах следующих формаций: свинцово-цинковой скарновой, серебро-сульфидно-сульфосольной, урановорудной в аргиллизитах и полевошпатовых метасоматитах вулкано-тектонических структур и ртутной.

В настоящее время на изучаемой территории одним из значимых представителей золоторудной кварцевой рудной формации является среднее месторождение *Хангалас* (VI-1-82). Месторождение открыто Ю. Н.Трушковым в 1947 г., расположено на правобережье руч. Лев. Вершина-Хангаласа в ядре небольшой антиклинальной складки, осложняющей сводовую часть Нерской антиклинали. Месторождение приурочено к осевой части разлома. Вмещающие породы – песчаники и алевролиты верхнепермской геоидной свиты осложнены трещинами различных направлений. Породы хлоритизированы, интенсивно, но неравномерно, пиритизированы. Месторождение представлено кварцевыми жилами согласными, секущими, седловидными, локализованными в мощных (до 15 м) зонах окварцевания и дробления. Наиболее значимые – это зоны Северная, Центральная, Южная, Промежуточная. Жила Северная прослежена на 1000 м. Мощность тела изменяется от 0,1 до 70 м, простирание его близширотное, падение на юго-запад с углами 35–75°. Морфология тела сложная, в центральной и юго-восточной частях она более выдержанная, в северо-западной части тело разветвляется на ряд маломощных жил и прожилков. По отношению к вмещающим породам – секущая. Жила Центральная прослежена на 350 м. Простирание ее северо-восточное (40–75°), по отношению к вмещающим породам – секущая, мощность от 0,2 до 4 м. Сопровождается мощной (до 32 м) зоной окварцевания и дробления. Жила Южная прослежена на 190 м по простиранию (277–299°), падение юго-западное, с углами 65–70°. Восточный фланг жилы – разобщенные линзы, западный – монолитная жила, сопровождающаяся зоной дробления. Мощность жилы – 0,6–1,3 м, в раздувах – до 3,5 м. Жила Промежуточная прослеживается в субширотном направлении, падение южное, с углами 45–85°, мощность – 0,8–1 м, сопровождается зоной окварцевания мощностью 2–12 м, по простиранию не оконтурена. Содержание золота по жиле Северная – от следов до 251,6 г/т, по жиле Центральная – от следов до 534 г/т. Месторождение разведано с поверхности и на глубину [Зарубин и др., 2004ф].

В настоящий момент на месторождении продолжаются разведочные работы, которые с перерывами ведутся с момента открытия месторождения в 1947 г. В 1962–1963 гг. В. Я. Сорокиным произведен подсчет запасов по отдельным участкам Центральной и Северной зон по категории C_1. В 1969–1974 гг. была проведена отработка балансовых запасов зоны Центральная. По материалам Е. П. Данилогорского [Данилогорский, 1971ф], на 1.01.1971 г. было добыто 554 кг золота, разведанные запасы категорий $B + C_1$ составляли 227 кг, забалансовые категории C_2 – 933 кг, другая информация по разработке месторождения отсутствует. В 1979 г. месторождение переведено в резерв, геолого-разведочные работы возобновлены с 2000 г. На 1.01.2017 г. неучтенные ГБЗ запасы золота категории C_2 составляют 4689 кг. Прогнозные ресурсы золота оценены в следующем количестве по категориям: P_1 – 4302 кг, P_2 – 2588 кг (Протокол № 7 от 27.03.2012 г., ЦНИГРИ).

Малое месторождение Билэр (VI-1-7) открыто в 1987 г. геологом Балаганнахского отряда Д. В. Ерохиным. Расположено на левом водоразделе руч. Прав. Интах в мульде брахиформной синклинальной складки, сложенной алевролитами с редкими пластами песчаников някуньинской свиты позднетриасового возраста. Приурочено к разрывному нарушению северо-

восточного простирания. Вмещающие породы серицитизированы, пиритизированны, хлоритизированы. Месторождение представлено секущими кварцевыми жилами № 1 и 2 плитообразной формы.

Кварцевая жила № 1 приурочена к непротяженному (до 1,5 км) разрывному нарушению северо-восточного простирания. Общая длина тела – 350 м, простирание его – 30°. Мощность жилы в пределах промышленного контура довольно выдержанная, колеблется от 0,5 до 3,5 м (в среднем 0,91 м). Содержание золота в жиле изменяется от первых г/т до 295,7 г/т. Среднее содержание золота в промыщленном контуре по пересечениям в канавах – от 6,35 г/т на 1,42 м до 63,5 г/т на 0,78 м. С увеличением глубины уменьшается среднее содержание в жиле (на поверхности – 49,2 г/т, на горизонте 1130 м – 25,5 г/т) и мощность самого рудного тела (соответственно – 1,04 м и 0,52 м). Жила сложена кварцем молочно-белым, иногда серым, зеленовато-серым, желтовато-бурым. Жилу с обоих боков окружает зона дробления, представляющая собой брекчии и катаклазиты по вмещающим породам, сцементированные разноориентированными прожилками белого и буроватого кварца мощностью 0,5–15 см. Насыщенность зоны кварцем – до 30–40 %.

Жила № 2 является юго-западным продолжением жилы № 1, смещенным в плане в результате пострудной подвижки по субширотному сдвигу. Простирание ее – 330°, протяженность – 50 м, средняя мощность – 0,96 м. Контакты жилы четкие, они сопровождаются глинкой трения мощностью 5–15 см. Среднее содержание по пересечениям в канавах от 17,9 г/т на мощность 1 м до 140,5 г/т на мощность 1,3 м.

Восточнее жилы № 1 на водораздельной части канавами вскрыты субпараллельные жилы № 3,4,5. По данным единичных пересечений золотоносность жил непромышленная (от 0,2–0,3 г/т до 3,8 г/т), однако не следует исключать возможность выявления слепых, невскрытых эрозией рудных тел [Зарубин и др., 2004ф; Малова и др., 1997ф; Никонов и др., 1995ф].

Месторождение отрабатывалось в 1995 г., добыто 353 кг золота. На 1.01.2017 г. учтенные ГБЗ запасы категории C_1 составляют 459 кг, из них для подземной добычи – 434 кг, отвалы – 25 кг. Сводкой прогнозных ресурсов ТПИ РС(Я) на 1.01.2017 г. по месторождению учтены прогнозные ресурсы золота категории P_1 – 500 кг, P_2 – 1500 кг.

В настоящее время месторождение законсервировано.

Малое месторождение Келлям (V-1-77) находится на водоразделе ручьев Интах и Волнистый – правых притоков р. Андыгычан, открыто в 1987 г. геологом Балаганнахского отряда А. Л. Поповым. Представлено двумя минерализованными зонами дробления и прожилково-жильного окварцевания № 3 и 1, которые в плане образуют субширотные линейные структуры шириной, соответственно, 80–100 м и 200–240 м, длиной до 1,5 км и более 2 км. Зоны состоят из нескольких (3–10) разветвляющихся и соединяющихся, в разной степени оруденелых зон разрывных нарушений (зона № 3) или 10–12 сближенных субпараллельных зон прожилкового и прожилково-жильного окварцевания, которые переходят в минерализованные зоны дробления (зона № 1). В наиболее перспективной зоне № 3 выявлены три рудных тела, из которых наибольший интерес представляет рудное тело № 1, с прослеженной длиной около 600 м при средней мощности 2,35 м (0,5–10,8 м) и содержанием золота

от первых г/т до 172 г/т (среднее 7,68 г/т при расчете C_2 и 6,53 г/т в прогнозных блоках). Рудные тела № 2 и 4, соответственно, имеют следующие параметры: длина – 310 и 12 м, мощность – 1,28 и 2,45 м, среднее содержание – 4,18 и 12,6 г/т. В зоне № 1 вскрыты два рудных тела, наиболее интересное из которых (рудное тело № 3) представлено минерализованной зоной дробления мощностью от 0,15 до 4–10 м (среднее 1,24 м), протяженностью 1850 м и средним содержанием золота – 3,53 г/т. Рудное тело № 5 имеет мощность 1,2 м, прогнозируемую длину 100 м и среднее содержание 11,4 г/т (4,7–18,1 г/т). Минеральный состав руд месторождения следующий: главные – кварц, пирит, арсенопирит; второстепенные – самородное золото, антимонит, галенит, хлорит, редкие – сфалерит, рутил, циркон, флюорит. Из гипогенных главные – гётит, ярозит, скородит [Шудов, 2006ф]. Геологоразведочные (поисковые) работы проводились с перерывами с 1993 по 2006 г. На 1.01.2017 г. неучтенные ГБЗ запасы категории C_2 составляют 2949 кг. Апробированные прогнозные ресурсы категории P_1 для подземной добычи – 6,2 т. (Протокол № 7 от 27.03.2012 г., ЦНИГРИ).

Малое месторождение Тунгусское (VI-3-51) находится на правобережье руч. Тунгусский, правого притока р. Делянкир, открыто Б. В. Пепеляевым в 1943 г. Площадь месторождения сложена песчаниками и алевролитами мередуйской свиты верхней юры, прорванными дайками гранит-порфиров позднеюрского нера-бохапчинского габбро-порфирит – диорит-порфирит – гранит-порфирового комплекса. Месторождение приурочено к дайке гранит-порфиров Тунгусская северо-восточного простирания, протяженностью 1 км при мощности 20–25 м и крутопадающей на северо-восток зоне дробления, смещающей дайку (в ее срединной части) на расстояние около 40 м. В зоне дробления проявлено жильно-прожилковое окварцевание, сопровождающееся золотым оруденением. В рудном теле выделяются два участка, наиболее насыщенные кварцевыми жилами длиной 11 и 11,5 м, приуроченные к смещенным блокам дайки и соединенные маломощной (0,08–0,2 м) кварцевой жилой. Общая длина рудного тела – 34 м, мощность – 0,2–1,9 м (средняя 0,5 м). С глубиной мощность его уменьшается, но интенсивность оруденения несколько увеличивается. Оруденение более развито в висячем боку зоны и представлено гнездами, вкрапленниками, тонкими прожилками золота и антимонита. Кроме золота и антимонита встречается пирит, реже джемсонит, сфалерит, галенит, халькопирит, висмутсодержащие минералы, самородная сера. Золото встречается в кварце и антимоните, распределение его неравномерно. Форма выделений пластинчатая, комковатая, комковато-ветвистая, размер – 0,01–5 мм, иногда 1,5–2 см, вес отдельных самородков – до 10–15 г. Содержание золота (г/т) – от 0,2 до 2777,7 (среднее 92,5). Пробность золота 798–997 (средняя 924). Антимонит является одним из ведущих рудных минералов, но практического интереса не представляет из-за относительно малого количества. Содержание (%) сурьмы (по штуфным пробам 0,18–5,5 до 58,02), также установлены олово (до 0,03), висмут (до 0,01), медь (до 0,03) и серебро – до 81,2 г/т [Данилогорский, 1971ф; Клочков и др., 1979ф; Гордеев, 1987ф; Петров, 1995ф]. Дайка Тунгусская южнее и севернее месторождения также золотоносна, содержания золота – от следов до 295 г/т в южной части и до 72,4 г/т в северной [Данилогорский, 1971ф]. Разведочные работы с приме-

нением поверхностных горных выработок были проведены в 1943 г. [Пепеляев, 1943ф] и в 1944 г. [Ступак, 1945ф], в авторском варианте подсчитаны запасы золота категории В – 135,2 кг, категории C_1 – 64,5 кг [Ступак, 1945ф]. Попутно с разведочными работами 1943–1944 гг. было издроблено около 1650 кг руды и добыто 4,812 кг золота [Пепеляев, 1943ф; Ступак, 1945ф]; по данным Е. П. Данилогорского [Данилогорский, 1971ф] было добыто 17 кг золота. В дальнейшем запасы неоднократно пересчитывались, на 1.01.2017 г. ГБЗ по месторождению учтены балансовые запасы золота категорий: C_1 – 29 кг, C_2 – 147 кг.

Малое месторождение Фарт (VI-3-42) выявлено в 1985 г. геологом Тунгусского отряда ВИГРЭ А. А. Внуковым, расположено на береговых обрывах р. Артык ниже устья руч. Шпат. Представлено двумя сближенными (1,5–2 м) кварцевыми жилами, локализованными в субсогласных направлению пород разрывах северо-западного простирания в алевролитах и песчаниках мередуйской свиты средней юры. Жила № 1 обнажается на протяжении 22 м и по восстанию прослеживается на 17 м. Мощность ее – 0,2–0,9 м, средняя 0,36 м. Содержание золота – от следов до 443,7 г/т, среднее – 42,5 г/т. Жила № 2 обнажена в обрыве на протяжении 3 м. Мощность ее – 0,25–0,5 м, средняя – 0,33 м. Содержание золота – 1,1–207,8 г/т, среднее 66,6 г/т. Сложены жилы кварцем (до 90–98 %) с вкрапленностью пирита, арсенопирита, буланжерита, сфалерита, галенита, золота, блеклой руды и халькопирита. Золото, в отличие от других рудных минералов, характеризуется более крупными (до 0,5 см) выделениями и отдельными гнездовыми скоплениями размерами до 1 × 1 × 0,5 см. Фланги жил перекрыты склоновыми отложениями и только в подножье левого борта долины реки на их продолжении (в 30 м) фиксируется обломочный ореол кварца с содержанием золота до 426,2 г/т. Выше по течению от жил № 1 и 2 на левом борту р. Артык расчисткой вскрыта зона дробления и жильно-прожилкового окварцевания, вмещающая кварцевую жилу (жила № 3) мощностью 0,2–0,45 м. Содержание золота, по данным бороздового опробования, до 2,7 г/т [Петров, 1995ф].

В 1997 г. по результатам экспертной оценки запасы категории C_2 и прогнозные ресурсы категории P_1 были утверждены в количестве 46 кг и 400 кг соответственно (Протокол МВК № 5 от 14.01.1997 г.). В том же году при опытной эксплуатации было добыто 18 кг золота, с 2005 г. месторождение в Госрезерве. На 1.01.2017 г. ГБЗ учтены запасы категории C_2 – 28 кг, СПР ТПИ РС (Я) – прогнозные ресурсы категории P_1 –348 кг.

Малое месторождение Нагорное (VI-1-74) открыто в 1988 г. геологом Геохимического отряда ВИГРЭ Н. Ш. Димеевым. Расположено на левобережном водоразделе руч. Двойной, в крутом, почти вертикальном крыле антиклинальной складки, сложенном переслаивающимися песчаниками и алевролитами геоидной свиты позднепермского возраста. Вмещающие породы слабо пиритизированны. Складка осложнена субсогласными с залеганием осадочных пород, субпараллельными зонами дробления. В четырех зонах дробления прослежено шесть непротяженных (до 100 м), золото-кварцевых жил (линз) с богатыми рудными столбами. Контакты жил четкие, слабоволнистые. Тела невыдержанные по мощности, с раздувами и пережимами. Жилы падают на север и юг. Мощность рудных тел – от 0,6 до 1,23 м, средняя –

1 м. Содержания золота по рудным телам – от 9,34 до 224,27 г/т (среднее 76,7 г/т) [Зарубин и др., 2004ф]. По результатам поисково-оценочных работ, проведенных ГУДП «Верхне-Индигирская экспедиция» в 1995–1998 гг., по состоянию на 1.05.1999 г. утверждены балансовые запасы категорий C_1 в количестве 7,5 тыс. т руды и 536,9 кг золота, C_2 – 22,3 тыс. т руды и 1411,1 кг золота, запасы в сохранных отвалах – 0,3 тыс. т руды и 53,6 кг золота, прогнозные ресурсы категории P_1 – 22,3 тыс. т руды и 1287,7 кг золота (Протокол РКЗ № 488 от 30.04.1999 г.). С 2002 г. проводится опытно-промышленная отработка месторождения, на 1.10.2005 г. добыто 689 кг золота. На 1.01.2017 г. балансовые запасы ГБЗ не учтены, СПР ТПИ РС (Я) учтены прогнозные ресурсы золота категории P_1 – 1288 кг.

Малое месторождение Барн (VI-2-27) открыто в 1990 г. геологом Верхне-Индигирского ГУГГП Р. Ю. Нургалеевым, расположено на водоразделе ручьев Дар и Барн. Месторождение расположено в песчаниках и алевролитах маршальской свиты позднетриасового возраста, слагающих ядро антиклинальной складки. Ядро и крылья складки осложнены тектоническими нарушениями западного и северо-западного направлений. Оруденение приурочено к крутопадающим тектоническим нарушениям субширотного направления, выполненными зонами дробления со стержневыми кварцевыми жилами. Мощность зон дробления – 0,2–6 м, мощность кварцевых жил – 0,2–1 м. Главная жила прослеживается по крупнообломочному ореолу на 575 м в северо-восточном направлении (30–35°). В южной своей части (160 м) она вскрыта горными выработками. Падение жилы северо-западное, под углом 55–65°. Мощность – 0,1–1,9 м (средняя 0,6 м). Контакты тела четкие, волнистые. Жила сложена плотным тонкополосчатым кварцем с вкрапленностью арсенопирита (1–5 %), реже галенита, сфалерита, блеклых руд, пирита и самородного золота. Золото мелкое (до 1 мм). Золоторудная минерализация в жиле распределяется неравномерно, тяготеет к зальбандовым частям. Формы выделения золота различны: пластинчатые, дендритовидные сростки, кристаллические агрегаты, изометричные зерна. Околожильные изменения вмещающих пород представлены прожилковым окварцеванием, пиритизацией, лимонитизацией. Степень окварцевания приконтактовых частей весьма различна и, наряду со слабой проработкой, на отдельных участках жилы наблюдаются зоны интенсивного окварцевания (до 30–50 % кварца). Содержание (г/т), по данным штуфного опробования, от 1,8 до 150,2 (среднее 56,3), по данным бороздового опробования от 1,6 до 40,4 (среднее 13,9 на среднюю мощность 1,15 м) [Зарубин и др., 2004ф].

В 1999 г. утверждены балансовые запасы для открытой и подземной добычи категории C_2 в количестве 24,87 тыс. т руды и 500 кг золота; прогнозные ресурсы категории P_1 в количестве 46,52 тыс. т руды и 935 кг золота (Протокол № 58 РКЗ Госкомгеологии РС (Я) от 8.12.1999 г.). С 2005 г. месторождение частично отрабатывалось, добыто 107 кг золота, в 2013 г. законсервировано. На 1.01.2017 г. учтены ГБЗ запасы категорий C_1 – 3 кг (отвалы), C_2 – 393 кг, СПР ТПИ РС (Я) – прогнозные ресурсы категории P_1 – 935 кг. В настоящее время месторождение по-прежнему законсервировано.

В юго-восточной части листа представителем данной формации является *рудопроявление Сахарымнан* (V-6-24), расположенное на водоразделе ручьев

Сахарымнан и Итакня, правых притоков р. Рассоха. Площадь проявления сложена верхнепалеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, прорванными силлами и дайками габбро (верхнесахарымнанский пикрит-габбродолеритовый комплекс). Оруденение локализуется в кварцево-жильной зоне, сложенной серией субпараллельных кулисообразных жил северо-западного простирания, залегающих согласно силлам. Падение зоны – 30–80°, протяженность – 800 м, мощность – 5–40 м. Для жил характерна вертикальная зональность. В верхней части расположена серия жил сложной морфологии. Ширина выхода отдельных жил – 2–6 м, мощность этой части жильной зоны достигает 30 м. Жилы золотоносны. Ниже располагаются линзовидные маломощные 0,4–1,5 м жилы типа минерализованных трещин. Они часто хрусталеносны. Вмещающие породы на расстоянии 50–70 м от жильной зоны интенсивно ожелезнены. Содержание золота в протолочках проб – до 130 знаков золота размером 0,01–0,8 мм. Пробирным анализом установлено содержание золота 0,3 г/т, спектрохимически – более 3 г/т. В протолочной пробе с золотом спектральным анализом установлено содержание (%): свинца (до 0,7), меди (до 0,2), вольфрама (0,002), молибдена (до 0,003), висмута (до 0,005), серебра – до 50 г/т. Минералогическим анализом выявлены халькопирит, галенит, малахит, церуссит, пирит, чиллагит, азурит, ильменит, ковеллин [Сурмилова и др., 1979ф].

Объекты **золото-серебряной рудной формации** выделены в меловых вулканитах на Алазейском плоскогорье (одно рудопроявление и (условно) 12 пунктов минерализации) и в позднеюрских вулканогенных и субвулканогенных образованиях Уяндино-Ясачненского вулкано-плутонического пояса в зоне влияния Дарпирского разлома (четыре рудопроявления и (условно) два пункта минерализации).

На Алазейском плоскогорье в пределах территории листа повышенные содержания золота впервые были обнаружены в 1973 г. Е. М. Шестеренкиным (ЯнГРЭ), который оценил район как малоперспективный на золотое оруденение, позднее, в 1975–1979 гг. объекты с золото-серебряной минерализацией и золотоносность водотоков были выявлены и изучены сотрудниками объединения «Аэрогеология».

Рудное поле проявления Зимний (I-4-16) находится в бассейне одноименного ручья, открыто в 1978 г. геологами партии № 12 объединения «Аэрогеология» [Кац, 1980ф]. Приурочено к раннемеловым гранитным интрузиям (дойдинский диорит-гранодиоритовый комплекс), прорывающим вулканогенные образования нельканской свиты. Развиты разноориентированные разрывные нарушения, среди которых преобладают нарушения северо-восточного, субширотного и северо-западного направлений, также отмечаются кольцевые и радиальные разломы. Во всех разностях пород широко развита аргиллизация, отмечается турмалинизация, сульфидизация, окварцевание, эпидотизация и пропилитизация. Оруденение локализуется в зонах дробления вдоль разрывных нарушений. В пределах рудного поля выделено шесть участков (Зимний, Соболиный, Медвежий, Олений, Стрелка, Пиритовый) с признаками золоторудной минерализации. Наиболее перспективным является участок Зимний, где выявлено 18 минерализованных зон с разной степенью золотоносности. Протяженность их – от первых десятков до первых сотен метров, мощность – от десятых долей

метров до первых метров, в раздувах – до 10 м. Простирание северо-восточное и северо-западное, падение крутое, близкое к вертикальному. Оруденение часто приурочено к участкам пересечения разнонаправленных разрывов.

В трех зонах на обогащенных участках вскрыты массивные и прожилково-вкрапленные сульфидные руды мощностью от 0,4–0,5 до 1 м, протяженность рудных тел по зоне вторичного сульфидного обогащения определена в 10–15, до 50 м. Пробирный анализ бороздовых проб из рудных тел показал содержание золота 23,3 г/т, серебра – 224,5 г/т, спектральный анализ установил содержания (%) свинца, цинка и мышьяка (более 1), меди (0,6), сурьмы (0,04). В протолочной пробе весом 3 кг из рудного интервала определено 70 знаков золота. Размер золотин – 0,1–0,2 мм, форма – изометрично-комковатая, уплощенная, проволоковидная. Пробность золота – от 665 до 725 и средняя по восьми определениям – 697. Кроме золота в составе руд определены пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, аргентит, в небольших количествах блеклые руды и сульфосоли серебра. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатом (анкеритом) и каолинитом. В других минерализованных зонах содержание золота не превышает десятых долей г/т редко до 8 г/т, свинца – 0,1 %, мышьяка – 1 %, серебра – 1 г/т. Кроме свободной формы золото присутствует в сульфидах. Нейтронно-активационным анализом золото установлено (г/т): в галените (1,65–6,35), пирите (0,085–6,1), арсенопирите (0,003–0,85) и сфалерите (0,055–0,15) [Алешко и др., 1984ф].

Другие участки рудопроявления менее насыщены минерализованными зонами с сульфидной минерализацией, содержание золота в них ниже, чем в зонах участка Зимний. Литогеохимическим опробованием на всех участках выявлены вторичные ореолы рассеяния золота, серебра, мышьяка, на отдельных участках также свинца, цинка, висмута, молибдена и олова. По руч. Зимний и его притокам (ручьи Золотой, Олений, Медвежий, Лапка), выявлены непромышленные россыпи золота, которые в настоящее время не представляют практического интереса.

На участке Зимний в пределах площади, выделенной по вторичным ореолам рассеяния, с учетом данных опробования канав, первичных ореолов и потоков рассеяния произведена авторская оценка ресурсов рудного золота, сопоставимая с прогнозными ресурсами категории P_3 в количестве 6,5 т [Алешко и др., 1984ф].

Пункты минерализации золота (I-4-1,5,8,12,17,18; I-5-1,2,4,6,14,17), представленные меловыми вулканитами кислого и среднего составов, единично основными эффузивными и вулканогенно-осадочными породами условно отнесены к золото-серебряной рудной формации. Золотоносные образования обычно окварцованные, сульфидизированные (пирит, реже пирротин, халькопирит, иногда отмечаются гематит, магнетит), единично представлены материалом зон дробления с хлоритово-кварцевой и эпидот-хлоритово-кварцевой минерализацией. Содержание золота, по данным пробирного анализа штуфных проб, – 0,1–0,2 г/т, редко 0,4–1,8 г/т [Государственная … , 1981; Шестеренкин, 1974ф].

Кроме вулканитов Алазейского плоскогорья, золото-серебряные объекты известны в зонах гидротермального изменения юрских кислых эффузивных

пород (IV-1-6,8; VI-4-20) и субвулканических риолитов (V-3-2), расположенных вдоль Дарпирского разлома.

Рудопроявление Эгелях (V-3-2) находится в междуречье верховьев ручьев Балаганнах и Эгелях (левобережье р. Мома). Оруденение локализуется в гидротермально измененных (вторичные кварциты?) риолитах Буордахского субвулканического массива в зоне разлома северо-западного простирания. Мощность гидротермально измененных пород (вторичных кварцитов?) – до 100 м, протяженность – первые сотни метров, прослеживаются на 2–2,5 км вдоль разлома. В пределах гидротермально измененных пород отмечаются мелкие жилы и прожилки кварца (до 0,1 м). Вторичные кварциты(?) интенсивно сульфидизированы (тонкая вкрапленность и прожилки мощностью до 5 см): пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит. Во вторичных кварцитах(?) спектрохимическим анализом установлено золото в количестве 1–3 г/т (в трех пробах), в южной части проявления пробирным анализом штуфной пробы из интенсивно пиритизированных вторичных кварцитов(?) обнаружено золото в количестве 10,9 г/т. Спектральный анализ оруденелых пород показал содержание (%) серебра (до 0,01), свинца (до 0,3–0,6), цинка (до 0,3), меди (до 0,3), молибдена (до 0,006), бария (до 0,1) [Сурмилова и др., 1974ф].

Рудопроявление Гласный (IV-1-8) находится на левом водоразделе руч. Широкий и расположено в кислых эффузивах кюрэтерской свиты верхней юры. Рудное тело приурочено к разрывному нарушению северо-западного простирания, которое вмещает кварцевую жилу и сопровождается зоной окварцевания. Развалы кварцевой жилы и зоны окварцевания эффузивов прослежены на 700 м, мощность зоны достигает 2–3 м и более. Юго-западная золотоносная часть зоны протяженностью более 100 м (не прослежена) имееет мощность 1,6–2,3 м, содержание (г/т) золота по бороздовому опробованию – от 0,2 до 2,4 (среднее 0,74), серебра – от 132 до 560 (среднее 331,9), мышьяка – 0,6 %. Содержание золота в штуфных пробах, по данным пробирного анализа, – до 4,2 г/т. Минералогический состав – кварцевые метасоматиты, кварц, пирит, марказит, блеклая руда, сфалерит, галенит, пираргирит [Государственная … , 1977; Ахьяев, 2008ф].

Рудопроявление Баджихар (VI-4-20) находится в истоках руч. Аччигый-Нагаин и локализовано в кислых вулканитах поздней юры, осложненных серией сближенных разрывов северо-западного (330–340°) простирания. Разрывы сопровождаются зоной окварцевания и изменения вулканитов шириной 200–250 м. Окварцевание неравномерное, максимально проявлено на участках трещиноватости, зона прослежена на 6 км. Минерализация представлена вкрапленностью, гнездами и тонкими прожилками пирита, халькопирита и блеклых руд. Содержание серебра на северо-западном фланге зоны по штуфному опробованию – 560 г/т, также установлено 0,4 г/т золота и рентгено-радиометрическим анализом определена сумма сурьмы и мышьяка, равная 0,62 %. На юго-восточном фланге литохимическим опробованием рыхлых отложений выявлены аномалии серебра, ртути, свинца, цинка, мышьяка, золота, олова [Клочков и др., 1979ф].

Условно к данной формации отнесены рудопроявление Изида (IV-1-6) и два пункта минерализации (IV-1-9, V-3-1).

Объекты **золото-редкометалльной рудной формации** приурочены к позднеюрским гранитным интрузиям колымского гранитового комплекса, кроме одного рудопроявления, связанного с кварцевыми диоритами сугунского диорит-гранодиоритового комплекса того же возраста. Рудная минерализация гидротермального и скарнового типов. К данной формации отнесены шесть рудопроявлений, из них два скарнового генезиса и ряд пунктов минерализации.

Рудопроявление Нод (VI-3-13) выявлено в 1944 г. [Пепеляев и др., 1943ф], находится в истоках руч. Нод, правого притока руч. Муксу. На юго-юго-восточном фланге Чугулукского гранитного массива (колымский гранитовый комплекс) выявлены кварцевые жилы меридионального и северо-восточного простираний, падение на восток и юго-восток под углами 60–72°. Контакты жил четкие, мощность 0,15–0,2 м, протяженность – более 30 м. В кварце вкрапленность арсенопирита, галенита, вольфрамита, шеелита, касситерита, молибденита, сфалерита, висмутина, золота. Пробирным анализом определено золото 7,2–42,4 г/т. Спектральным анализом установлены (%): олово (0,5–1), вольфрам (до 0,1), висмут (до 0,3), свинец (0,003), цинк (0,2), сурьма (0,01), молибден (0,002), серебро – 10 г/т [Клочков и др., 1979ф]. В 11 км северо-восточнее (юго-восточный эндоконтакт Чугулукского массива) и в 27 км южнее (южный фланг Хара-Уряхского гранодиоритового штока, колымский гранитовый комплекс) расположены *рудопроявления Яклы* (VI-3-6) и *Марка-2* (VI-3-43). Проявления представлены кварцевыми жилами мощностью 0,01–0,15 м, в которых определены содержания золота (химанализ) соответственно 1,4–22 и 2–40,8 г/т, висмута (спектрально) – более 0,1 и 0,05 %, в обох случаях отмечается мышьяк [Клочков и др., 1979ф; Ахьяев, 2008ф].

Рудопроявление Хапчагай (VI-4-50) выявлено в 1943 г. [Вронко и др., 1943ф], находится на левобережье руч. Ачмолачан, левого притока руч. Мальты. В северо-западной части Ачмолачанской гранитной интрузии (колымский гранитовый комплекс) наблюдаются кварцевые жилы мощностью до 4 м, длиной 10–15 м, по простиранию, переходящие в зоны окварцевания. В кварце редкая вкрапленность пирита, висмутина. Химическим анализом определены золото – 46,6 г/т, висмут – 1,23 %, спектральным (%) – вольфрам (0,02–0,1) и молибден (менее 0,01) [Клочков и др., 1979ф].

Рудопроявление Правый Интах-2 (V-2-1) находится на правобережье руч. Прав. Интах. Оруденение приурочено к зоне скарнированных пород (девонские известняки, мергели) в экзоконтакте Правоэрикитского гранитоидного массива (колымский гранитовый комплекс). Рудная минерализация в скарнах представлена пирротином, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, арсенопиритом, молибденитом. Спектрохимическим анализом определено золото – 10 г/т, спектральным (%) – вольфрам (0,01), молибден (0,003), олово (0,003), ниобий (до 0,01), сурьма (0,01) [Ахьяев и др., 2008ф].

Рудопроявление Российское (VI-5-10) находится в верховье р. Ленковая, левого притока р. Омулёвка, открыто в ходе групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в 1988–1990 гг. [Шабанов и др., 1992ф]. На площади проявления развиты ороговикованные, мраморизованные карбонатно-терригенные породы нижнего ордовика, пронизанные маломощными гидротермально измененными дайками позднеюрских кварцевых диоритов, являющихся, по-

видимому, апофизами интрузии аналогичного состава, вскрытой двумя скважинами на глубине 60 м. Среди ороговикованных, мраморизованных пород выявлены гидротермально измененные породы и скарны, несущую неравномерную минерализацию золота, олова, вольфрама и других элементов. Зона скарнов вытянута в север-северо-западном напрвлении на 300 м при ширине до 130 м, на глубину прослежена на 60 м. Минерализация бедная, неравномерная, представлена халькопиритом, пиритом, арсенопиритом, молибденитом, магнетитом, гематитом, шеелитом. В протолочках отмечаются золото, касситерит, минералы висмута. В канаве установлен участок с содержанием золота 4,2 г/т на 7 м (максимальное – 9,1 г/т). Спектральным анализом в отдельных пробах определены содержание (%): олова (до 0,1), вольфрама (>1), висмута (>1), мышьяка (>1), меди (>1), цинка (до 0,3), свинца (до 0,2), никеля (до 0,2), молибдена (до 0,02), серебра – до 7 г/т. Авторская оценка прогнозных ресурсов золота категории P_2 на глубину 60 м при среднем содержании 4,2 г/т незначительна – 252 кг [Шабанов и др., 1992ф].

Пункты минерализации VI-3-16,40, VI-4-52 и некоторые другие условно отнесены к данной формации и расположены рядом с вышеописанными проявлениями в пределах Главного Колымского плутонического пояса.

Рудопроявления **золото-сурьмяной березитовой рудной формации**, в которых золото является ведущим или одним из основных полезных компонентов, расположены в юго-западной части территории листа. На карту вынесено четыре рудопроявления, все они комплексные, сурьмяно-золоторудные.

Рудопроявление Чистый (V-1-38) находится на левобережье одноименного ручья, левого притока руч. Ылэн. Оруденение приурочено к субширотным минерализованным зонам дробления мощностью 0,4 и 1,6 м, выполненными интенсивно дроблеными, с частичным перетиранием прожилково-окварцованными юрскими песчаниками, имеющими четкие тектонические контакты. Зоны прослежены канавами и по высыпкам на 500–600 м, в центральной части зон – развалы кварцевых и сульфидно-кварцевых жил линзовидной формы. Протяженность их по высыпкам – 30–40 м, мощность жил – до 1,5 м. Содержание золота в зонах от – 0,5 до 11,9 г/т. На западном фланге рудопроявления среднее содержание золота – 6,7 г/т, на восточном – 9,5 г/т. По данным штуфного опробования в кварцевых жилах (сульфидов не более 1 %) содержание золота 1–2 г/т, в сульфидно-кварцевых жилах – от 0,5 до 248,3 г/т, а сурьмы – от 0,01 до 20 %, встречается видимое золото. На западном фланге отмечены обломки ороговикованных песчаников с прожилками антимонит-кварцевого состава мощностью до 2 см и обломки антимонита диаметром до 10 см. Содержание золота – 10,3–53,4 г/т, сурьмы – 40 % [Шудов и др., 2006ф].

Рудопроявление Ылэнское (V-1-42) находится на левобережье верховьев руч. Ылэн, правого притока р. Андыгычан. Оруденение локализовано в межпластовой минерализованной дайке позднеюрских риолитов (нера-бохапчинский габбро-порфирит-диорит-порфирит-гранит-порфировый гипабиссальный комплекс), прорывающей алевролито-песчаниковые отложения мередуйской свиты. Мощность дайки – 1–9 м, простирание северо-северо-восточное, по простиранию не прослежена. В висячем зальбанде дайки – антимонитовые линзы длиной 2–3 м, мощностью до 1 м, общей длиной около

5 м. Химическим анализом в линзах установлено содержание сурьмы – 64 %, золота – 2–6 г/т, в сульфидизированной дайке содержание золота – от следов до 1 г/т. В интенсивно прокварцованных несульфидизированных участках дайки содержание золота – 0,2–1,2 г/т. В рудных линзах установлено серебро – 0,4–5,6 г/т (бороздовое опробование). Проявление недоизучено [Ахьяев и др., 2008ф].

Рудопроявление Колхозник (VI-3-35) расположено на правом борту одноименного ручья, правого притока руч. Ударник (левый приток р. Артык). Оруденение локализуется в трех минерализованных зонах северо-западного простирания в песчаниках, алевролитах средней юры. Падение зон на юго-запад, 70–85°, протяженность – более 70 м, мощность – 0,2–1,5 м. Минералогический состав зон – кварц, антимонит, пирит. Содержание золота – 0,4–6 г/т, сурьмы – до 1 % [Клочков и др., 1979ф].

Рудопроявление Абалах (VI-1-55) расположено на левобережье руч. Загадочный, левого притока р. Нера. Представлено четырьмя согласными зонами дробления и прожилково-жильного окварцевания северо-западного простирания в алевролитах и песчаниках верхнего триаса. Протяженность зон – 300–500 м, мощность – 1–12 м, зоны прослеживаются вдоль контактов пласта песчаников с алевролитами. По зонам развиты стержневые кварцевые жилы мощностью до 2 м, протяженностью первые десятки метров. В песчаниках установлен прожилок антимонита мощностью 2–3 см, протяженностью 2 м. Содержания золота по канавам – 0,2–0,5 г/т, в штуфных пробах – до 21 г/т. Объект недостаточно изучен, с неясными перспективами [Зарубин и др., 2004ф]. Проявление условно отнесено к золото-сурьмяной березитовой рудной формации.

К **золоторудной лиственитовой формации** отнесено *рудопроявление Гырбынья-Сиен-1* (V-3-30), выявленное геологами ВИГРЭ в 1991 г. [Петров и др., 1995ф] на правобережье руч. Сиен, правого притока р. Гербендя. Проявление приурочено к породам Гарбыньинского фрагмента офиолитов: серпентинитам, метагабброидам, амфиболитам (калгынский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс), мраморизованным известнякам нижнего палеозоя в зоне разлома Дарпир. Сам Гарбыньинский фрагмент офиолитов ограничен разломами – с северо-востока от мраморизованных карбонатных пород среднего ордовика, с юго-запада – от гранитов Гырбыньинского гранитоидного массива (колымский гранитовый комплекс). Юго-западный (лежачий) контакт блока представляет мощную, до 20–30 м, зону рассланцованных, оталькованных, серпентинизированных ультрамафитов с сульфидной минерализацией. Оруденение локализуется в окварцованных сульфидизированных разностях лиственитов. В штуфных пробах содержание золота – до 95,4 г/т, серебра – 44,4 г/т. Кроме золота, в серпентинизированных разностях ультрабазитов установлены содержания платины – 0,006–0,025 г/т и палладия – 0,004–0,013 г/т. По данным спектрального анализа установлены повышенные содержания свинца (>1 %), никеля и хрома [Петров и др., 1995ф].

В 2,5 км северо-западнее от рудопроявления Гырбынья-Сиен-1 выявлен *пункт минерализации золота Гырбынья-Сиен-2* (V-3-26). Здесь, в мраморах и мраморизованных известняках, перекрывающих породы вышеописанного фрагмента офиолитов, установлены слои серой окремненной карбонатной по-

роды с послойными линзочками, прожилками и рассеянной вкрапленностью сульфидов с содержанием золота по штуфному опробованию 0,2–4,7 г/т, серебра 0,2–3,8 г/т. Спектральным анализом установлены повышенные содержания (%) свинца (до 1,5), в отдельных случаях олова и германия (до 0,02), никеля (0,01) и меди (до 1). Данный пункт минерализации, возможно, относится к предполагаемому Ю. В. Архиповым (1989 г.) стратиформному типу золотого оруденения в сульфидизированных карбонатных толщах палеозоя [Петров и др., 1995ф].

Довольно специфичным проявлением золотого оруденения является пункт минерализации *Ичен* (V-5-23), расположенный на левобережном бассейне р. Рассоха, в истоках руч. Ичен. Обнаружен Г. А. Максимовой (Аэрогеология) в 1978 г. Оруденение приурочено к конгломератовой толще верхов кембрия – низов ордовика. Мощность толщи – около 400 м, помимо конгломератов, составляющих около 60 % от общей мощности толщи, в ее составе участвуют прослои и пласты песчаников, алевролитов и глинистых филлитовидных сланцев. Конгломераты валунно-галечные и глыбово-валунные. Состав обломочного материала: кварцитовидные песчаники, реже кварциты, кварц и известняки. Цемент карбонатный, реже глинисто-хлоритовый. Мощность отдельных пластов конгломератов – от 0,5 до 80 м, опробован интервал в 250 м. В протолочках из конгломератов по всему разрезу установлены знаки золота (до 2–10 знаков размером 0,2–1,0 мм), галенита (до 19 знаков), халькопирита (14 знаков), арсенопирита (единичные знаки), пирит (до 400 г/м^3), а также хромшпинель (до 80 г/м^3), циркон (до 100 г/м^3). Содержание золота: на уровне следов и знаков (не менее 1 г/м^3 визуально), стронция порядка 0,01–0,1 % (содержание стронцианита – от 200 до 1500 г/м^3). По данным нейтронно-активационного анализа, содержание золота в монофракции пирита – 13 г/т. Объект первоначально был типизирован как проявление формации золотоносных конгломератов [Сурмилова и др., 1979ф]. Однако присутствие в конгломератах большого количества гидротермальных (или метаморфогенно-гидротермальных) кварцевожильных образований, сопровождающихся лиственитизацией и пиритизацией вмещающих пород, дает основание связывать это оруденение с наложенным гидротермально-метасоматическим процессом [Мерзляков и др., 1987ф].

Золото россыпное. Россыпные месторождения золота на территории листа, в частности в его юго-западной части, до сих пор являются важными промышленными объектами, несмотря на их отработку с начала освоения Северо-Востока СССР. Главный и, видимо, единственный коренной источник промышленных россыпей – месторождения, проявления и пункты минерализации золоторудной кварцевой формации. Как указывалось выше, на карту вынесено девять крупных, 22 средних, 41 малое россыпное месторождение, 59 россыпепроявлений. В настоящее время эксплуатируется 12 месторождений (пять крупных, семь средних), одно среднее и одно малое месторождение разведуются, 22 месторождения на консервации (два крупных, шесть средних, 14 малых) и 36 россыпей отработано, в т. ч. два крупных, восемь средних, 26 малых. Наиболее продуктивен в отношении россыпной золотоносности бассейн р. Нера, в котором расположены все известные на терри-

тории крупные и основная часть средних (21) и малых (37) россыпных месторождений, также большая часть россыпных проявлений (31), в т. ч. наиболее перспективных.

Россыпные месторождения (промышленные и непромышленные) являются аллювиальными образованиями долинного, реже террасового или ложкового типа. Преобладающее большинство из них сформировалось в голоцене. Каждая россыпь представляет собой в плане единую лентообразную пластовую залежь или, в единичных случаях, залежь весьма сложного строения, состоящую из нескольких пространственно обособленных струй. Средняя мощность торфов в россыпях достигает 14,5 м для мелкозалегающих и до 50,6 м для глубокозалегающих россыпей. Средняя мощность золотоносных песков варьирует от 0,4 до 1,5 м. По литологическим признакам продуктивные пласты не отличаются от вмещающих пород и выделяются только по результатам опробования. Россыпи представлены в верхней части галечниками с небольшим количеством валунов, в «спаевой» части – щебнем и глыбами коренных пород с небольшой примесью гальки, гравия и иногда со значительным содержанием глины. Золото обычно концентрируется в нижних горизонтах аллювиальных отложений, проникая в трещиноватые породы плотика на глубину до 2 м. По распределению металла россыпи в большинстве своем относятся к невыдержанным и реже средневыдержанным. Содержание золота в пластах песков неравномерное, изменяется в значительных пределах [Зарубин и др., 2004ф].

Характеристика россыпных объектов приведена в БД, ниже приводится описание одной из характерных промышленных россыпей площади.

Крупное россыпное месторождение Нера-Антагачан (VI-1-30) приурочено к участку сочленения долины р. Нера и ее крупного правого притока – р. Андыгычан. Нижняя часть россыпи примыкает к крупной россыпи Нера-Мекчерге (VI-1-43), верхняя часть в долине р. Нера граничит также с крупной россыпью Нера-Таганья (VI-1-48), по р. Андыгычан примыкает к средней россыпи Антагачан (VI-1-24), являясь ее продолжением. Все названные россыпи в настоящее время эксплуатируются.

Впервые перспективность объекта на россыпное золото установлена шурфовочными работами 1958–1959 гг. (Верхне-Индигирское РайГРУ), затем с 1976 по 1984 год проводились разведочные работы. Эксплуатация месторождения производилась в 1980–1986 и 2007–2011 гг., всего добыто 2461,8 кг золота. В 2009–2011 гг. попутно с разработкой были проведены разведочные работы. Протоколом ГКЗ № 3293 от 30 августа 2013 г. утверждены балансовые запасы категории C_1: песков – 7656,2 тыс. $м^3$; золота – 4141,8 кг; категории C_2: песков – 1766,2 тыс. $м^3$; золота – 875,3 кг; забалансовые запасы категории C_2: песков – 28,7 тыс. $м^3$; золота – 8,6 кг. Разведанные контуры месторождения размещаются в долинах рек Нера и Андыгычан. Суммарная протяженность речных долин с подсчитанными запасами составляет 15,2 км. Месторождение имеет форму лентообразной залежи переменной ширины (240–1140 м), в вертикальном разрезе представляет собой мелкозалегающую субгоризонтальную пластовую залежь, перекрытую пустыми или слабозолотоносными рыхлыми отложениями (торфами). Мощность торфов – от 1,9 до 8,8 м (средняя 6,19 м), мощность песков невыдержанная – от 0,4 до 1,9 м,

средняя – 1,04 м. На большей части месторождения продуктивный пласт на 55–60 % мощности приурочен к нижнему горизонту современного аллювия (спаевая часть с плиоцен-нижнечетвертичными галечниками), на 40–45 % – к верхней части трещиноватых коренных пород. Кондиционный пласт во всех случаях не имеет геологически выраженных границ и выделяется только по данным опробования. Средняя просадка золота в коренные породы составляет 0,37 м (0,2–1,6 м). Распределение золота в россыпи неравномерное и весьма неравномерное, гнездово-струйчатого типа с преобладанием относительно бедных участков над обогащенными. В плане обогащенные россыпные струи чаще тяготеют к тальвегу плотика. Среднее содержание золота по месторождению – 0,52 г/м^3 (0,12–4,04 г/м^3). Морфология золота типична для россыпей Нерской группы: 70–98 % выделений золота представлено тонкими и массивными утолщенными пластинками и чешуйками удлиненной, реже округлой формы. Окатанность золота в основном хорошая – 85–98 %, реже средняя. Средняя крупность золота – 1,52 мм (от 0,4 до 3,87 мм).

Распределение крупности золота вдоль россыпи неравномерное до скачкообразной. Крупность металла возрастает на участках с более высокими содержаниями золота. Цвет золота в основном желтый и насыщенно желтый, реже грязно-желтый, соломенно-желтый. Шлиховая пробность россыпного золота в месторождении колеблется в пределах 856,7–892,8, в среднем составляет 875,3. Лигатурная пробность меняется в пределах 883,5–919,5 в среднем составляет 899,2. Главной лигатурной примесью в самородном золоте является серебро; весовое отношение Au/Ag составляет 1/0,11. В шлихах золотоносных песков месторождения Нера–Антагачан наиболее распространены следующие минералы: пирит, лимонит, касситерит, арсенопирит, гранаты, ильменит, монацит, пирротин. Вышеуказанные минералы и попутные полезные компоненты, содержащиеся в шлихах и продуктах обогащения, кроме серебра, не представляют интереса для попутного извлечения [Ахьяев и др., 2012ф].

Россыпь в настоящее время разрабатывается, на 1.01.2017 г. ГБЗ учтены балансовые запасы категории C_1: песков – 5630 тыс. м^3, золота – 2707 кг; категории C_2: песков – 1474 тыс. м^3, золота – 731 кг, забалансовые запасы песков – 30 тыс. м^3, золота – 9 кг.

На карту вынесено 26 шлиховых ореола собственно золота, из которых, имеющие наиболее высокие содержания металла и(или) более крупные по площади расположены в юго-западной части территории листа, где наиболее интенсивно проявлено золоторудное оруденение. Один комплексный ореол золота с касситеритом (IV-3-3) установлен на левобережье р. Мома, содержание полезных компонентов – единичные знаки. На карту также вынесены четыре геохимических ореола золота, в т. ч. один с мышьяком. В литогеохимических ореолах по потокам рассеяния (IV-2-14,16) содержание золота – от следов до 0,6 г/т (спектрозолотометрический анализ). В литогеохимических аномалиях в коренных породах содержание золота по пробирному анализу – 0,1 г/т (III-3-4), в комплексной аномалии (V-6-4) спектрально определено содержание золота 0,005–0,25 г/т, мышьяка – 0,5–1 %.

Серебро. На карте полезных ископаемых показаны шесть рудопроявлений, 26 пунктов минерализации и девять геохимических ореола серебра. Сереброрудные объекты отнесены к серебро-полиметаллической (два рудопроявления – IV-2-15, VI-1-71 и основная часть пунктов минерализации), серебро-сульфидно-сульфосольной (два рудопроявления – VI-2-46, VI-3-17) и олово-серебро-полиметаллической (два рудопроявления – VI-2-48, VI-3-58) рудным формациям. Серебро в качестве сопутствующего компонента часто присутствует в золоторудных и свинцово-цинковых проявлениях различной формационной принадлежности.

Один пункт минерализации расположен на Алазейском плоскогорье, все остальные рудные объекты, вынесенные на карту, находятся в южной части территории листа.

Представителем **серебро-полиметаллической рудной формации** является *рудопроявление Цветок* (IV-2-15), расположенное в междуречье ручьев Цветок и Каменный, левых притоков р. Кенгкели. Представлено развалами минерализованной зоны северо-западного простирания в кислых эффузивных породах верхней юры. В окварцованных пиритизированных породах отмечаются сфалерит, галенит, халькопирит. Химический анализ штуфов показал содержание (%): меди (11,78), цинка (5,57), свинца (2,15), серебра – 392,8 г/т [Попов и др., 1971ф].

Рудопроявление Белое (VI-2-46) **серебро-сульфидно-сульфосольной рудной формации** расположено на водоразделе ручьев Охотика и Белый в экзоконтакте Хуламринского интрузива монцонитов и монцодиоритов (хуламринский трахидолерит-монцодиоритовый комплекс). Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления различной ориентации со стержневыми жилами сульфидно-кварцевого состава мощностью до 0,4 м. Жилы существенно кварцевые с мелкой вкрапленностью пираргирита и арсенопирита. Содержание (г/т) – серебра (18,1–2966,3), золота (0,2–0,5). Авторские прогнозные ресурсы серебра по категории P_3 оцениваются в 60 т [Зарубин и др., 2004ф].

Рудопроявление Охотика (VI-2-48) **олово-серебро-полиметаллической рудной формации** расположено в бассейне одноименного ручья и генетически связано с тем же Хуламринским интрузивом. Представлено сульфидно-кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления субширотного, реже субмеридионального простираний. Мощность рудных тел – 0,15–3,8 м, протяженность – 150–500 м. Состав зон лимонит-карбонат-кварцевый с галенитом и сфалеритом. Эти породы характеризуют окисленные части зон дробления. Здесь же отмечено слабое оловянное оруденение, связаное с мелкими кварц-сульфидными прожилками, состоящими из кварца, кальцита, арсенопирита, пирита, халькопирита и касситерита. Содержание серебра варьирует от 4,4 до 958 г/т, олова – до 0,5 %, золота – не превышает 0,2 г/т, прочих элементов (%): трехокиси вольфрама (0,01–0,02), висмута (до 0,05), кадмия (до 0,01). Авторская оценка прогнозных ресурсов серебра категории P_3 – 200 т; олова – 7,6 тыс. т. Проявление перспективное [Зарубин и др., 2004ф].

Из сереброрудных объектов на Алазейском плоскогорье находится только пункт минерализации (II-4-3), где в нижнемеловых трахириолитах спектраль-

ным анализом выявлены содержания серебра 4 г/т при фоновом 0,12 г/т [Кац, 1980ф].

На карте зафиксированы четыре гидрогеохимических, четыре литогеохимических ореола серебра и один литогеохимический ореол серебра со свинцом, цинком.

Гидрохимические ореолы (I-5-10, II-5-7, II-6-1,6) выявлены на реках и ручьях Алазейского плоскогорья, содержание серебра в них – 0,00005–0,00007 %, при фоне 0,000009 %. Они, вероятно, связаны с зонами разломов в палеозойских осадочно-вулканогенных (I-5-10) и в юрских вулканогенно-осадочных образованиях [Кац, 1975ф; Николаев, 1975ф]. Литогеохимические ореолы по потокам рассеяния расположены в южной части территории листа. Ореолы VI-2-43,47 (серебро – 7 %) и VI-4-10 (серебро – 0,0003–0,0007 %) пространственно близки к рудным объектам с серебряной минерализацией, аномалии VI-5-7,51 (серебро – 0,0001 %), видимо, связаны с минерализованными зонами нарушений [Клочков и др., 1979ф; Хандожко, 1981ф; Зарубин, 2004ф].

Платина. На карту вынесен один пункт минерализации (III-3-1), расположенный на водоразделе правых притоков р. Сулаккан – ручьев Хулкунжа и Сулакчан). Оруденение локализовано в дайке габбродолеритов (саканьинский габбро-долеритовый комплекс), формационная принадлежность не выяснена. Спектральный анализ пробы из габбродолеритов, выполненный в химической лаборатории ВИГРЭ, установил содержание платины 0,001 % (10 г/т) [Шустов и др., 1967ф].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. Урановая минерализация установлена в северной части листа на Алазейском плоскогорье и в южной части территории – в осевой зоне горной системы Черского (Сугунская группа). Всего на карту вынесено 16 проявлений и пять пунктов минерализации урана.

На Алазейском плоскогорье выявлены собственно урановые (два проявления, четыре пункта минерализации) и молибденово-урановые (четыре проявления) объекты, иногда содержащие золото и медь. Оруденение перспективное, рудная формация – **урановорудная в аргиллизитах и полевошпатовых метасоматитах вулкано-тектонических структур.** Уран как второстепенный компонент также присутствует в молибденовых рудах вышеназванной рудной формации. Все ранее известные значимые проявления урановой минерализации Зоренька (I-5-9), Кыллах (I-5-11), Искорка (I-5-12), Охра (I-5-13) и Светлячок (I-5-15) выявлены в процессе проведения попутных поисков ЯТГУ и объединения «Аэрогеология» в 1971–1972 гг. и расположены в субмеридиональной полосе протяженностью 15 км и шириной 2 км. Условно выделенная вышеуказанной полосой площадь представляет собой, по данным ОАО «Янгеология», Кылллахское урановое поле [Березнев и др., 2015ф]. Детальная гаммасъемка и проходка канав на участках была проведена в 1973, 1983 и 2014 годах, а бурение 10 поисковых скважин – в 2015 г.

Рудопроявление Светлячок (I-5-15) находится в бассейне одноименного ручья, правого притока р. Сев. Седедема. Наземной гаммасъемкой установ-

лены 16 перспективных аномалий с радиоактивностью от 40 до 1250 мкР/ч, при длине от 14–20 до 100–150 м и мощности от 6–8 до 30 м. В центральной части площади проявления при заверке радиоактивных аномалий канавами вскрыты выходы рудных тел в брекчированных трахитах, риолитах их лавобрекчиях и туфах, пропитанных гидроокислами железа. Содержания (%) урана в бороздовых пробах – от 0,094 до 0,131, молибдена – от 0,06 до 0,29. Оценка оруденения на глубину скважинами колонкового бурения не дала ожидаемых результатов. В восточной части площади проявления при оценке аномалии, выявленной в гидротермально измененных, гематитизированных трахитах с активностью до 1250 мкР/ч, канавами выявлено два рудных интервала с содержанием урана 0,157 % на мощность 2 м и 0,325 % на мощность 3 м. Скважиной на глубине 37,5–38,5 м вскрыта минерализованная зона в темно-серой окварцованной тектонической брекчии с сульфидными прожилками, интенсивность гамма-излучения в этом интервале до 250 мкР/ч. Оруденение в зоне окисления представлено гипергенными урановыми минералами, среди которых установлены: иригинид, студтит, ураноспинит, отенит, ураноцирцит, ураноспатит, уранофон, ураномолибдат. В числе безурановой минерализации развиты: гидроксиды железа, марганца, скородит, ярозит, ильземанит, ферромолибдит. Гипергенная минерализация отличается большим разнообразием и, кроме арсенатов, карбонатов и фосфатов уранила проявлены все установленные минералы с молибденом. На уч. Светлячок выявлена площадная геохимическая аномалия молибдена в почвах (площадь – 0,12 км^2, среднее содержание молибдена – 58 г/т) [Березнев и др., 2015ф]. Ранее по проявлению в авторском варианте были оценены прогнозные ресурсы по категории P_3: уран – 1,170 тыс. т, молибден – 4,2 тыс. т [Алешко и др., 1984ф].

Рудопроявление Кадылчанское (I-4-7) выявлено ОАО «Янгеология» в 2014 г. в междуречье Нелькан–Кадылчан. Оруденение локализуется в линейной гидротермально-метасоматической зоне дробления северо-восточного простирания в меловых кислых вулканитах. Развита интенсивная лимонитизация, кварцевое и карбонатное прожилкование. Протяженность зоны – 2,45 км при мощности до 5 м, сопровождается аномалиями с активностью от 30 мкР/ч до более 3000 мкР/ч. Бороздовым опробованием канавы установлен рудный интервал с содержанием урана 0,35 % на мощность 5 м, в том числе 1,45 % на мощность 0,6 м. Максимальное содержание по отдельным штуфным пробам достигает 9,03 %. Рудные образования представлены красными гематитизированными метасоматитами кислого состава, развивающимися по риолитам и риодацитам. Рудная минерализация представлена жилками, прожилками, гнездами и тонкой вкрапленностью урановых минералов. В основном это уранофан и гидроксид урана, образовавшиеся как вторичные в гипергенных условиях, однако присутствуют и реликты первичных – настуран и коффинит. В аншлифах установлены галенит, пирит, сфалерит, молибденит. Авторская оценка прогнозных ресурсов категории P_2 составляет 15,3 тыс. т урана [Березнев и др., 2015ф].

Рудопроявление Олений (I-5-16) с преобладанием молибденовой минерализации расположено на правобережье р. Сев. Седедема в поле развития пологозалегающих покровов меловых риолитов, трахириолитов и их туфов и выявлено в 1971 г. А. Г. Кацем. В зонах дробления и рассланцевания проявлены

процессы гематитизации, адуляризации, каолинизации и окварцевания. Радиометрическими наблюдениями выявлен ряд аномалий интенсивностью от 36 до 2600 мкР/ч, в центральной части проявления канавами вскрыты две активные зоны с интенсивностью от 48 до 1560 мкР/ч (замеры проводидись со свинцовым экраном на поверхности). Они имеют сложную конфигурацию, общее северо-северо-западное простирание и крутое падение. Длина зон – 50 и 100 м при ширине от 2 до 10–20 м в раздувах. Рудные минералы представлены уранинитом, настураном, ураноторианитом, йордизитом, присутствуют пирит, гематит, магнетит, ильменит, галенит, реже встречаются торит, клейофан, молибденит и киноварь. Радиометрическим анализом в бороздовых пробах рудоносных риолитов обнаружены (%): уран (0,01–0,133), радий (0,0053–0,1233), торий (0,001–0,0049) и калий (0,5–2,7). Спектральным анализом установлены (%): молибден (0,05–0,2), цинк (0,01–0,03), свинец (0,04), медь (0,001–0,05), серебро (0,001), золото – 0,05 г/т. Авторская оценка прогнозных ресурсов категории P_3 составила: молибден – 2,8 тыс. т, уран – 0,78 тыс. т [Алешко и др., 1982ф]. В 2015 г. переоценка прогнозных ресурсов урана категории P_2 в авторском варианте составила 1,2 т [Березнев и др., 2015ф].

В южной части территории листа урановое оруденение развито в основном в эндоконтакте позднеюрских гранитоидов колымского гранитового комплекса, реже в центральной части массивов, в зонах повышенной трещиноватости и метасоматоза. Рудная формация – **ураноносная аляскитовых куполов**. На карту вынесено 10 рудопроявлений и один пункт минерализации.

Рудопроявление Агей (VI-4-6) находится на юго-восточном фланге Гырбыньинского (Барыллыэлахского) массива. Выявлено Барыллыэлахской партией Дальстроя в 1948 г., в 1948–1951 гг. изучалось канавами, штольнями и колонковым бурением Комбинатом № 2. Оруденение локализуется в зонах дробления и окварцевания среди катаклазированных, разгнейсованных мусковитизированных гранитов. Длина зон 100–600 м, простирание 320–330° или субширотное, падение северо-восточное и северное под углом 60–75°. Мощность зон – 0,05–5 м, на глубине 120 м по падению уменьшается вдвое. Рудная минерализация распределена весьма неравномерно и представлена урановыми смолками, отенитом, альбитофаном, цейнеритом, торбернитом, развитыми по микротрещинам и образующими гнездовые скопления. Среднее содержание урана в рудных телах – 0,014 %. По одной из них (зона № 1) подсчитаны запасы в условных единицах [Хамицаев и др., 1952ф], опубликованные данные подсчета в реальных цифрах отсутствуют, запасы ГБЗ никогда не учитывались [Клочков и др., 1979ф]. СПР ТПИ РС (Я) учтены прогнозные ресурсы урана категорий: P_2 – 0,371 тыс. т, P_3 – 0,277 тыс. т.

Остальные проявления – Терем (V-3-31), Шумный (VI-3-2), Уха (VI-3-5), Гурга (VI-4-24), Новый Ус (VI-4-28), Ун (VI-4-33), Аномалия 282 (VI-4-34), Мун (VI-4-36), Увальный (VI-4-38) – также представлены зонами катаклазированных, хлоритизированных, серицитизированных, иногда разгнейсованных, грейзенизированных гранитов на участках эндоконтактов массивов того же колымского гранитового комплекса. Менее распространены хлорит-кварцевые жилы и линзообразные тела в зонах гидротермального и метасоматического изменения гранитов. Простирание их 285–340°, реже 30–70°, углы падения 45–90°. Длина рудных тел – 20–150 м, реже – до 375–450 м, мощность

0,2–14,5 м, иногда с глубиной рудные тела выклиниваются. Рудная минерализация распределена неравномерно и представлена отенитом, торбернитом, казолитом, цейнеритом, реже – уранофаном, фосфуранилитом, ураноспинитом, развитыми по трещинам, реже образующими гнездовые скопления. Содержания урана обычно – 0,001–0,009 %, иногда до 0,01–0,25 %. Часто в рудных телах встречаются вкрапленники и скопления пирита, марказита, пирротина, арсенопирита, халькопирита, касситерита, вольфрамита. Спектральным анализом установлены (%): титан (0,01), висмут (0,1), медь (0,005), молибден (более 0,01), олово (0,005-0,04), вольфрам (0,03), ванадий (0,001), свинец (0,01–1), серебро (0,0003–0,001), цинк (0,5), мышьяк (0,5) [Клочков и др., 1979ф].

СПР ТПИ РС(Я) на 1.01.2017 г. учтены прогнозные ресурсы урана по категориям P_2 и P_3, соответственно, по следующим проявлениям (тыс. т): Терем (0,039 и 0,109), Гурга (0,54 и 0,54), Новый Ус (0,062 и 0,062), Ун (0,023 и 0,046), Мун (0,034 и 0,058).

Кроме Дарпирского, Чугулукского и Гырбыньинского массивов, поисковые работы на уран в 1948–1952 гг. проводились в пределах Правоэрикитского, Левоэрикитского и других близрасположенных гранитоидных массивов, но положительных результатов не дали. На карту вынесен один пункт минерализации (V-1-10) с признаками ураноносности, расположенный в верховье руч. Ранний, левого притока р. Эрикит. Здесь в 1949 г. Н. И. Кашаевым в гранитах Левоэрикитского массива выявлено 11 даек и жил гранит-аплитов, гранит-порфиров и аплитов с повышенной гамма-активностью. Протяженность даек (жил) – от 16–30 до 280–315 м, мощность – до 35–45 м, простирание в основном северо-западное. Дайки обычно грейзенизированы, с кварцевыми, редко кварц-карбонатными прожилками и жилами, редко с арсенопиритом, скородитом. Вторичная урановая минерализация представлена торбернитом и цейнеритом в весьма слабых концентрациях. Содержание урана по химическому анализу (%) – до 0,002–0,004, реже 0,005–0,007, в одной штуфной пробе 0,013. Спектральный анализ показал повышенные содержания меди – от следов до 0,001 и 0,005–0,5 %, в протолочных рудных пробах, кроме гематита, лимонита, ильменита, пирита, галенита, вольфрамита отмечена, самородная медь в виде неправильной формы пластинок размером до 2,5 × 4 мм [Быков, 1951ф].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический, пьезоэлектрический. На территории листа известно большое количество выявленных проявлений и точек минерализации оптического, пьезоэлектрического кварца, которые принадлежат к **формации хрусталеносных кварцевых жил.** На карту вынесено 23 проявления и 30 пунктов минерализации, которые практически все находятся в области развития отложений верхней юры, реже – палеозоя на Момском хребте.

Хрусталеносными являются жилы выполнения трещин отрыва и межпластовых отслоений. Наиболее продуктивными кристаллоносными полостями являются полости тектонического происхождения с последующим растворе-

нием жильного кварца, полости остаточного происхождения характеризуются мелкими молочно-белыми кристаллами.

Проявление Горный (III-1-11) расположено в верховьях одноименного ручья и представлено элювиально-делювиальными развалами межпластовой кварцевой жилы среди алевролитов бастахской серии. Развалы кварца прослеживаются на 70 м. Мощность жилы – 1,5–2 м, в раздувах – до 3 м. В жиле встречаются частые изометричные хрусталеностые полости размером до 0,4 м в поперечнике. В районе последних текстура жилы симметрично-зональная. Полости инкрустированы друзовым кварцем горного хрусталя. Кристаллы последнего имеют размеры от 4 до 10 см по длинной оси и 2–7 см в поперечнике. Кристаллы хорошо ограненны, иногда встречаются кристаллы свободного роста. По результатам визуальной разбраковки из 13 кристаллов общим весом 1830 г, выход пьезосырья составил 19 % от веса кристаллосырья. Кроме того, в пробе встречены кристаллы «спецплавка» II сорта – 250 г, «плавка» II сорта – 300 г, «огранка» III сорта – 40 г [Сорокин и др., 1970ф].

Хрусталеносные жилы иногда встречаются совместно с золотоносными. *Проявление Сахарымнан-1* (V-6-23) открыто А. Ф. Попадичем в 1978 г. и располагается в междуречье Сахарымнан–руч. Бараний. В региональном плане тяготеет к глубинному Арга-Тасскому разлому. Площадь проявления сложена верхнепалеозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, прорванными раннепермскими силлами и дайками габбро**.** Последние вмещают кварцево-жильную зону северо-западного простирания, согласную с простиранием пород. Протяженность ее – 800 м, ширина – от 5 до 40 м. Азимут падения – 30–60°, угол 30–80°. Зона имеет двучленное строение. В верхней части протягивается нехрусталеносная кварцевая жила сложной морфологии, к которой приурочено рудопроявление золота Сахарымнан (V-6-24). Жила сложена мелкокристаллическим кварцем, мощность – 2–6 м. Нижняя часть зоны представлена хрусталеносными кварцевыми жилами, их насчитывается многие десятки. Жилы линзовидные, мощность – 0,4–1 м, иногда до 1,5 м, длина – не более первых десятков метров. Они сложены крупнокристаллическим шестоватым, друзовидным кварцем. Во всех жилах, кроме кварца, составляющего 93–95 % жил, отмечаются прожилки до 15 см мощностью и гнезда кальцита, также отмечаются таблички (1–3 мм) эпидота в кварце (десятые доли процента).

В районе проявления в линзовидной кварцевой жиле геологами ПГО «Аэрогеология» был найден и разобран хрусталеносный погреб объемом 2,5 м^3 с параметрами 2,5 × 1,4 × 0,8 м. Средний размер кристаллов по длинной оси – 8–15 см, по короткой – 3–5 см. Встречаются кристаллы короткостолбчатые (L 3–30 см, L 2–15 см) прозрачные практически на всю длину. Кристаллы воднопрозрачные, значительно реже слабодымчатые. Основные дефекты кристаллов: трещиноватость, газово-жидкие включения, свили. Из погреба извлечено около 500 кг кристаллов и их обломков, из них отобрана проба весом 80 кг. После разбраковки в Центральной экспедиции ПО «Союзкварцсамоцветы» получено пьезокварца – 5,64 кг (вес моноблоков II сорта – 0,669 кг), кварца для плавки ТУ-6-63: I сорт – 17,3 кг, II сорт – 4,5 кг. Ресурсы кристаллосырья оцениваются в 20–30 т [Сурмилова и др., 1979ф].

На территории листа все выявленные проявления горного хрусталя промышленной ценности не имеют, но обилие кварцевых жил, часто хрусталеносных и низкая опоискованность территории не исключают возможности выявления промышленных концентраций оптического кварца.

Флюорит оптический. Известен один пункт минерализации флюорита (III-2-19), выявленный на левом борту руч. Куба, правого притока р. Мома. В уступе 40-метровой террасы зона дробления и брекчирования в алевролитах бастахской серии. Мощность зоны – 0,6 м, аз. пад. – 180°, угол – 80°. На обоих экзоконтактах зоны алевролиты осветлены и на протяжении 20–30 м в пределах осветленного участка пронизаны густой сетью коротких прожилков зеленого флюорита. В делювии найдено два кристалла прозрачного флюорита размером 2 и 3 см, сильно трещиноватые. В двух штуфах из этой зоны спектральным анализом установлено присутствие (%): меди (0,001–0,003), молибдена (0,0003–0,0006), мышьяка (0,01), свинца (0,0006–0,0006), цинка (0,003–0,006). Пункт минерализации представляет интерес, т. к. с флюоритом может быть связано редкометалльное оруденение; кроме того, находки кристаллов не исключают возможность обнаружения кондиционного оптического флюорита [Сорокин, 1970ф].

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Сера. На карту полезных ископаемых вынесены одно проявление и два пункта минерализации самородной серы.

Проявление Правосереченское (V-5-24) выявлено С. В. Мишиным и Б. П. Важениным в 1984 г., тогда же изучено В. И. Шпикерманом [Мерзляков и др., 1987ф]. Данное проявление является наиболее представительным объектом в центральной части Северо-Востока России. Характеристика объекта приводится по данным В. И. Шпикермана [Шпикерман, 1998]. Проявление приурочено к юго-западному крылу Сереченской синклинали. Минерализация серы установлена в двух левых распадках правого безымянного притока р. Серечен в 2 км к югу от южной оконечности оз. Прозрачное (Серечен). В строении вмещающей гипсоносной свиты на юго-западном крыле синклинали весьма существенную роль играют карбонатные отложения. Участками карбонатные породы резко доминируют над сульфатными. Здесь естественными обнажениями в пологом залегании вскрыт 250-метровый фрагмент свиты. В нем установлены следующие литологические разновидности: серые гипсы (часто карбонатсодержащие), сиреневые гипсодоломиты, черные (углеродистые) доломиты тонкослоистой текстуры, серые известняки пелитоморфные и тонкослоистые, серые известково-глинистые сланцы. Литологический фактор имеет первостепенное значение в распределении серной минерализации. Обязательной для локализации самородной серы является ассоциация черных (углеродистых) доломитов тонкослоистой текстуры с сульфатными породами (гипсодоломитами и гипсами при преобладающей роли последних). Доля черных доломитов должна составлять не менее 25 %. Еще один благоприятный фактор – наличие тонких прослоев серых известково-глинистых сланцев. Наиболее интенсивная минерализация самородной серы установлена в слое мощностью 20,5 м. Ее содержание здесь достигает нескольких процентов на массу

породы. Сероносный горизонт сложен ритмично переслаивающимися черными тонкослоистыми доломитами и серыми гипсами. Всего насчитывается 10 таких двучленных пакетов. Мощность пропластков черных доломитов – от 10 до 80 см, а пластов гипсов – от 50 см до 2 м. Самородная сера приурочена исключительно к пропласткам черных доломитов, где она образует разноориентированные прожилки и гнезда. В ассоциации с серой в гнездах и прожилках присутствует совершенно белый микрозернистый, или сахаровидный гипс. Реже наблюдается кальцит. Прожилки и гнезда часто имеют зональное строение: ядро из самородной серы, оторочка гипсовая. Вмещающие доломиты на участках, насыщенных такими прожилками, осветлены. Рассмотренный сероносный горизонт прослежен по простиранию с юго-запада на северо-восток на 300 м.

Вынесенные на карту сероносные объекты пространственно и генетически связаны с гипсоносной толщей живета и входят в состав серно-сульфатного комплекса, выделенного в центральной части Рассошинской зоны [Шпикерман, 1998]. Комплекс объединяет стратифицированные залежи гипса и ангидрита (месторождение Серечен) и связанные с ними проявления самородной серы. Последние широко распространены среди отложений гипсоносной свиты в центральной части Рассошинской зоны, обычно это небольшие пункты минерализации (V-5-20,32).

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. *Проявление Бочера* (IV-4-12) расположено в верховьях р. Зырянка. В стратотипическом разрезе на р. Бочера в отложениях тургоякской свиты мощностью 200 м на долю кремнистых пород, содержащих прослои конкреционных фосфоритов, приходится около 90 % мощности свиты. Анализ объединенной пробы из трех прослоев фосфоритов показал содержание в них P_2O_5 – 31,58 %, что может иметь практический интерес к перспективной оценке фосфатоносности тургоякской свиты и ее стратиграфических аналогов [Булгакова, 1976а]. Проявление относится к **фосфоритовой кремнисто-карбонатной формации**.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Установлено два пункта минерализации асбеста (V-6-2,12) в юго-восточной части площади. Минерализация связана с телами основного и даек ультраосновного составов. Пункт минерализации (V-6-2) расположен на левобережье р. Куранах-Сала в штоке долеритов (правоналучинский габбродолеритовый комплекс) и приурочен к разлому северо-восточного простирания. По разлому отмечается серпентинизация пород. Ширина зоны серпентинизации – 10–15 м при протяженности до 50 м. Отдельные прожилки имеют мощность от 0,5 до 10–15 см при протяженности 0,5–1 м. Асбест поперечно-волокнистый игольчатый, участками волокнистый. Минерал с матовым блеском, легко ломающийся при сгибе. По результатам рентгено-дифрактометрического анализа минерал является щелочным амфиболовым асбестом типа рибекита [Сурмилова и др., 1979ф].

Тальк. На карту вынесено одно проявление (V-3-15) и три пункта минерализации (V-3-28, V-4-2,4) талька, отнесенные к **тальковой апогипербазитовой формации.**

Проявление (V-3-15) расположено в правом борту руч. Волчок, правом притоке р. Тирехтях (Момский) на северном склоне поднятого неотектонического блока (плотины), перегораживающего прежнюю долину ручья. Тальковые сланцы протягиваются в виде узкой (20–50 м) отпрепарированной гряды протяженностью 650 м в зоне Дарпирского разлома. Содержание талька по визуальному определению – от 20–30 до 70–80 %. В тальковых сланцах установлены тальк-хлоритовые жилы. Жилы на 90 % сложены белым крупнокристаллическим кальцитом и содержат гнезда (до 10 см) бледно-зеленого, лучистого, иногда благородного талька, а также хорошо ограненные, пластинчатые и изометричные кристаллы ильменита. Мощность жил – 0,2–0,7 м, протяженность – 7–30 м [Данилов и др., 1993ф]. В штуфной пробе из центральной части зоны установлены свинец – 2,8 % и олово – 0,04 % [Сурмилова и др., 1974ф]. Сланцы и тальк скорее всего образованы по ультраосновным породам на продолжении Гарбыньинского фрагмента офиолитов (калгынский габбро-дунит-гарцбургитовый комплекс). Юго-восточнее проявления, на правом борту руч. Сиен (правый приток р. Гербендя), непосредственно в Гарбыньинском фрагменте, отдельные тела сложены талькитами (V-3-28).

Графит. На карту вынесено три проявления графита (VI-1-86,89,93), связанные с Арга-Салинским гранодиоритовым массивом (тас-кыстабытский гранит-гранодиоритовый комплекс). Проявления представлены залежами графитизированных гранодиоритов на площади от 0,8 до 1,5 км^2. Мощность залежей – до 100 м. Содержание графита – 8–40 %. В связи со слабой изученностью проявлений, они на современном этапе не оценены [Зарубин и др., 2004ф]. Еще одно малоизученное проявление графита (Курагинское, на карте не показано) известно в гранитах Дарпирского массива (колымский гранитовый комплекс) на правом водоразделе р. Улахан-Нагаин [Терновский и др., 1942ф].

ПОЛУДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На территории листа известно четыре проявления поделочных камней и одна непромышленная россыпь полудрагоценных и поделочных камней.

Полудрагоценные камни

Сердолик, агат. В пределах Алазейского плоскогорья известно одно *непромышленное россыпное месторождение сердоликов и агатов Седедемское* (II-6-4). Россыпь выявлена и оценена в 1973–1974 гг. сотрудниками экспедиции № 3 объединения «Аэрогеология» [Николаев и др., 1975ф]. На выделенном перспективном участке аллювиальной россыпи в среднем течении р. Седедема протяженностью 25–30 км проведено опробование одной из кос с помощью шурфов. Получено 100 кг сердоликов и агатов (7–8 кг/м^3, вы-

ход полезного компонента – 0,5 %), из них было отквартовано 30 кг и направлено для оценки в ВПО № 6, где была получена положительная оценка. Выделялись сердолики одной разновидности, частично отнесенные к первому сорту, и агаты трех разновидностей, среди которых были выделены агаты первого, второго и третьего сортов. Прогнозные ресурсы полезного компонента месторождения, включая участки на сопредельном листе, оценены в 3840 т, кондиционного сырья – 1900 т [Николаев Ю. Т. и др., 1975ф].

В 1975 г. поисково-ревизионные работы были проведены экспедицией 107 ВПО № 6. В результате работ подтверждено наличие сердолика на речных косах р. Седедема с хорошими декоративными свойствами. Сердолик накапливается за счет размыва более древних русловых россыпей. На наиболее перспективном участке долины р. Седедема длиной около 10 км (ниже устья руч. Хайырдах) по обогащенным косам на глубину 1 м оценены прогнозные ресурсы кондиционного сырья в количестве 8,52 т [Жаров и др., 1976ф].

В 1992 г. в среднем течении р. Седедема Ленинградским разведочно-добычным отрядом ГП «Северкварцсамоцветы» были проведены поиски и оценка несортового халцедона (бесцветного, сероватого, голубоватого) с последующим его облагораживанием (прокрашиванием). В пределах листа на участке долины р. Седедема длиной около 28 км выявлено пять косовых россыпей протяженностью от 1 до 3 км и шириной 0,5–0,8 км. Прогнозная оценка товарного сырья по категории P_1 составила 6,3 т. Наиболее продуктивная нижняя часть долины находится на соседнем листе (Q-56), где, кроме оценки прогнозных ресурсов халцедона, были подсчитаны запасы категории C_2 и проведена их частичная добыча. Галька халцедонов средней и хорошей окатанности, размером от 1–3 до 10–12 см. Цвет очень интенсивный – ярко-красный, вишневый, оранжевый, желтый. Халцедон полупрозрачный, серого цвета, пригодный для облагораживания (прокрашивания) составляет 1 % от общего количества халцедона [Сытник, 1993ф].

Поделочные камни

Яшма. В юрских осадочно-вулканогенных породах на юго-востоке территории установлено три проявления яшмы. Проявление (VI-6-5) находится в верховьях руч. Ягодный и представлено линзой ярко-красных монотонных яшм длиной около 5 м, мощностью 1 м в пачке черных аргиллитов илиньтасской свиты верхней юры. В проявлениях (VI-6-4) и (VI-6-7) линзы красных яшм длиной 10–15 м и мощностью до 0,5 м встречены соответственно в основных туфах и базальтах илиньтасской свиты. Яшмы трещиноваты, качество сырья невысокое, но, тем не менее, по заключению экспедиции «Дальквацсамоцветы», яшмы, за исключением сильно трещиноватых и кавернозных разностей, могут применяться в качестве ординарного поделочного сырья [Хандожко и др., 1981ф].

Туфы декоративные. Туфы серганьинской свиты верхней юры пестрой окраски и с ярко выраженными мозаичными рисунками выявлены в бассейне руч. Гурга. *Проявление Гурга-2* (VI-4-22) представлено двумя сближенными крутопадающими (80°) пластами окремненных полосчатых и пятнистых,

с мозаичным рисунком, туфов. Мощность их в обрыве – 5 и 80 м, визуально прослеживаются на 10–150 м вверх по склону, далее перекрыты делювием. Туфы имеют серую окраску и плотное разнозернистое, участками фарфоровидное строение с крупным рисунком, выполненным чередованием слабоволнистых полос толщиной 3–5 см. Внутри полос выделяются ленточные, струйчатые, пятнистые и концентрические узоры серых, розовых и коричневых тонов и оттенков. Редкие залеченные микросбросы улучшают декоративную характеристику камня. По заключению экспедиции 107 ВПО № 6 (Москва), порода обладает оригинальным рисунком и высокими декоративными свойствами, но, ввиду наличия микротрещин, может быть рекомендована только для производства сувенирных и декоративно-художественных изделий [Клочков и др., 1979ф].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Разнообразие распространенных на территории листа пород, предполагает наличие различных строительных материалов. В качестве строительных материалов могут использоваться как магматические, так и осадочные (карбонатные, глинистые и обломочные) породы.

Магматические породы

На территории распространены практически неисчерпаемые запасы кислых интрузивных пород (граниты крупных массивов Главного Колымского плутонического пояса), меньше развиты породы среднего и основного состава. Запасы и качество не оценивались.

Среди вулканических и эффузивных пород основного состава наиболее известны базальты лавовых полей у подножья вулкана Балаган-Тас, которые отнесены к категории прочих полезных ископаемых и рассмотрены ниже, в соответствующем разделе. Риолиты Кыгыл-Хаинского субвулканического массива (улахан-чистайская группа вулканических комплексов), по заключению ВНИИСТРОМ МПСМ СССР (Москва), пригодны для производства бутового камня марки «800» (МРТУ 21-33-67) и щебня марки «1200» (ГОСТ 8267-64). Их запасы в авторском варианте оценивались в 13,5 млрд м^3 [Государственная … , 1981].

Карбонатные породы

Мраморы. Известно одно крупное непромышленное месторождение Солнечное, также на карту вынесено два проявления мраморов.

Месторождение мрамора Солнечное (V-3-13) выявлено в ходе геологосъемочных работ КАГЭ № 3 ПГО «Аэрогеология» [Сурмилова и др., 1974ф]. В дальнейшем поисковые работы на месторождении проводились силами ВИГРЭ в 1975 г. [Черепанов и др., 1976ф] и в 1990–1993 гг. [Данилов А. К. и др., 1990ф, 1993ф]. Месторождение приурочено к мраморизованной карбонатной куранахской толще кембрия, слагающей ядро Тирехтяхской антикли-

нали, осложненной разрывными нарушениями, составляющими Дарпирский разлом. Толща расчленена на 71 слой, среди которых 52 являются пластами мрамора. Мраморы разделены по основным внешним признакам – цвету, текстуре, структуре, вещественному составу и т. д. Выделено семь наиболее перспективных пластов для дальнейшего изучения и опытной разработки. По заключению экспертизы, проведенной в Восточно-Сибирской ГРЭ «Востокцветсамоцветы», мрамор может использоваться в камнерезной промышленности в качестве недорогого поделочного камня, а также для изготовления высококачественных декоративно-облицовочных изделий для внутреннего оформления зданий. Наиболее качественные разновидности мрамора просвечивают на глубину 7–8 см. Рекомендовано также использование крупных бездефектных блоков в качестве скульптурного, декоративно-конструктивного, монументального камня при изготовлении пилонов, колонн, постаментов. Также мраморы пригодны для производства строительной извести, бутового камня, мраморной крошки и заполнителя в бетоны. В пределах самого доступного для освоения участка по наиболее перспективному пласту № 24 ожидается 2,189 млн м^3 мрамора, а по всем семи перспективным пластам – 5,823 млн м^3. Некоторые запасы мрамора в аллювии руч. Волчок (валуны диаметром более 0,15 м) оцениваются в 500–1000 т. Качество мрамора в аллювии хорошее. Геологические запасы мраморов в совокупности всех пластов, слагающих выход кембрийской толщи протяженностью 16 км и мощностью 2 км, составляют многие миллиарды кубических метров [Данилов, 1993ф]. При протяженности выхода мраморов 11–12 км, средней ширине около 1,5 км, мощности толщи 1000–1200 м прогнозные ресурсы мраморов оценивались на уровне уникального месторождения – 10 млрд м^3 [Сурмилова и др., 1974ф].

Проявление Энги (VI-4-8) представлено вертикально падающим линзовидным пластом серого пятнистого мрамора в зоне Дарпирского разлома вблизи интрузива. Длина пласта – около 600 м, мощность – 20 м, простирание – 310–320°. Пласт содержит согласное линзовидное тело белого мрамора длиной более 50 м при мощности 10–15 м. По заключению экспедиции 107 ВПО № 6, мраморы могут быть использованы в качестве облицовочного камня при наличии требуемой ГОСТом блочности [Клочков и др., 1979ф].

Проявление Двойной (Журавль) (VI-5-28) находится на правобережье руч. Двойной, правого притока р. Омулёвка. Мраморы в виде линзовидных прослоев мощностью до 2 м залегают среди метаморфических сланцев тромбонской толши, составляя до 5 % ее объема. Получено положительное заключение «Востокцветсамоцветы» о пригодности мраморов для использования в качестве поделочного, декоративно-облицовочного и облицовочного камня [Хандожко и др., 1981ф; Шабанов, 1992ф].

Известняк, доломит. На карту вынесено только одно месторождение известняка Дарпирское (VI-5-40). Все известные проявления известняков и доломитов приурочены к двум свитам – бизонской (силур) и сарыньской (средний девон, живет).

Породы бизонской свиты наиболее пригодны для производства извести и инертной пыли. С этих позиций они изучались в ходе специализированных

поисковых работ в районе оз. Дарпир [Демченко и др., 1966ф, 1973ф], в результате которых Дарпирское месторождение было оценено как крупное по запасам (более 5 млн м^3) с перспективой наращивания запасов до ранга уникального (150 млн м^3 и более). В настоящее время месторождение не учитывается ГБЗ и относится только к категории непромышленных. Подобные отдельные испытания проводились и для проб, отобранных геологом А. Н. Мельниковым из этих отложений в бассейне руч. Энги [Хамицаев и др., 1952ф] при оценке перспектив стройсырья для предполагаемого освоения Сугунской группы урановых месторождений.

По известнякам и доломитам живетского возраста в верхнем течении р. Зырянка ниже устья руч. Голый на опытном заводе ВНИИСТРОМ МПСМ СССР (Москва) проведены испытания, показавшие пригодность пород для производства различных строительных материалов [Алешко и др., 1974ф], однако никакой оценки запасов и прогнозных ресурсов на отчетной стадии работ не проводилось. Тем не менее, на карте полезных ископаемых листа Q-54,55 (Хонуу) Госгеолкарты-1000/2 [Государственная … , 1986а] показаны четыре малых непромышленных месторождения известняков и доломитов. Все они локализованы в известняках и доломитах сарыньской свиты.

Глинистые породы

Глины огнеупорные. Известно одно *проявление* (IV-6-14) на левобережье р. Зырянка возле с. Угольное [Государственная … , 1986д]. Глинистые слои залегают в почве и кровле угольных пластов, мощность их – около 1 м. Температура плавления – около 1500 °С. Прогнозные ресурсы – около 62 тыс. м^3.

Глины кирпичные. Выявлено одно *малое месторождение Зырянское* (IV-6-20) в 3 км к юго-востоку от с. Угольное [Государственная … , 1986д], не разрабатывается. Балансовые запасы категории В – 166 тыс. м^3, категории C_1 – 198 тыс. м^3 (Протокол ТКЗ № 155, 1973 г.).

Один пласт (5,35 м) качественных суглинков известен на буроугольном месторождении Финиш. По заключению ВНИИ-1 (г. Магадан), суглинки пригодны для изготовления морозостойкого кирпича марки «50» [Государственная … , 1979а].

Обломочные породы

Песчано-гравийные смеси. На карту вынесены одно малое месторождение (I-1-3) песчано-гравийного материала и одно проявление (IV-6-16) гравийно-галечного материала, расположенные в северо-западном углу и на восточной границе территории, предназначенные, соответственно, для нужд Абыйского и Верхнеколымского районов.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс и ангидрит. На карту вынесены одно крупное месторождение (Серечен) в гипсоносной толще живета и восемь проявлений гипса, приурочен-

ные к породам гипсоносной, мылгинской и вояхской свит также живетского возраста.

Месторождение Серечен (V-5-27) находится в бассейне верхнего течения р. Серечен, левого притока р. Рассоха. Эти сульфатоносные отложения были выявлены на самых ранних этапах геологических исследований в районе и неоднократно освещались в геологических отчетах и литературе с начала 1930-х годов [Кротов, 1934; Каузов, 1935ф; Зимин, 1939 и др.], а известны были задолго и до этого – с 1915 г., судя по трем сохранившимся заявочным столбам на месторождении [Решетников и др., 1989ф]. Отмечалось, что ангидриты и гипсы находятся в «чрезвычайно большом количестве» [Николаев и др., 1941ф].

В 1964 и 1968 годах бассейн р. Серечен исследовал В. М. Мерзляков, которым была составлена геологическая карта и сделан вывод, что по своим параметрам проявления гипса и ангидрита отвечают гигантским месторождениям.

В 1974–1979 гг. район изучался геологами ПГО «Аэрогеология» [Сурмилова и др., 1979ф]. Гипсоносные отложения были отнесены к живетскому ярусу девона. Взята проба на технологические испытания, которые определили принадлежность гипсового камня ко 2-у сорту. Подсчитаны ориентировочные запасы гипса в количестве 27 000 т, месторождение отнесено к непромышленным. В 1983–1985 гг. изучением Сереченского месторождения занимались В. М. Мерзляков, В. И. Шпикерман, М. Х. Гагиев и др. (СВКНИИ ДВО АН СССР, г. Магадан). Ими месторождение (потенциальное) отнесено к категории весьма крупных (уникальных) с оцененными авторскими прогнозными ресурсами гипсового камня по категориям: P_1 – 179,8 млн т, P_2 – 688 млн т, P_3 – 526,6 млн т [Мерзляков и др., 1987; Мерзляков и др., 1987ф].

Общая структура месторождения определяется его приуроченностью к Сереченской синклинали, осложненной более мелкими изоклинальными складками и разломами. Выходы сульфатных пород размещены на крыльях синклинали.

Наибольший интерес представляют выходы гипсоносной толщи на северо-восточном крыле. Здесь она обнажена в виде гряды из шести останцовых сопок, протягивающейся по простиранию на 14 км. Сульфатное тело на северо-восточном крыле представляет собой в целом мощную (до 300–470 м) пластину, круто (75–80°) наклоненную на северо-восток или стоящую вертикально. Верхняя часть сульфатного тела, частично размытая р. Серечен и ее левыми притоками, и образует упомянутые шесть сопок. Гипсоносная свита на северо-восточном крыле синклинали почти целиком сложена сульфатами – гипсом, ангидритом и породами смешанного гипсово-ангидритового и ангидрит-гипсового составов. Лишь изредка в них встречаются прослои (до 1,5–2 м) известняков и силлы долеритов. В обнажениях на дневной поверхности преобладают молочно-белые и светло-серые гипсы слоистой, реже – массивной текстуры. На юго-западном крыле синклинали гипсоносная свита имеет иное строение. Гипсы здесь переслаиваются с известняками и доломитами. Доля сульфатных пород в разрезе свиты варьирует от 1–2 % в северной части, до 80–90 % в южной. Мощность гипсовых прослоев меняется от 0,5–1 м на севере до 100–150 м – на юге.

В. М. Мерзляков и др. [1987] выделяют на месторождении следующие морфологические типы сульфатных тел: 1) простой морфологии – блоки призматической и пирамидальной (конусовидной) формы, представленные останцовыми сопками высотой до 230 м (категория P_1); 2) сложной морфологии – крутозалегающая пластообразная залежь большой (230–470 м) мощности, частично перекрытая рыхлыми образованиями с возможными пережимами и смещениями. Это части гипсоносной толщи на северо-восточном крыле Сереченской синклинали ниже подножий гипсовых сопок и в межсопочных интервалах (категория P_2); 3) весьма сложной морфологии – мелкие маломощные, часто неоднородные крутопадающие пласты, переслаивающиеся с известняками. Ими представлена большая часть тел на юго-западном крыле синклинали (категория P_3). Качественные характеристики сырья Сереченского месторождения высокие. Среднее содержание $CaSO_4 \times 2H_2O$ составляет 82 %. Технологические испытания показали, что из гипсового камня Сереченского месторождения могут быть получены гипсовые вяжущие высоких марок, имеющие весьма широкую область применения [Мерзляков и др., 1987; Шпикерман, 1998].

В 1988–1989 гг. Ленской ГРЭ ПГО «Якутскгеология» в пределах уч. Хачиска, были проведены поисково-оценочные работы с проходкой поверхностных горных выработок и подсчитаны запасы гипса и гипсоангидрита. В целом по месторождению средневзвешенное содержание $CaSO_4 \times 2H_2O$ составило 78,64 %, что соответствует четвертому сорту по ГОСТ 4013-82. Протоколом № 390 ТКЗ ПГО «Якутскгеология» от 20 февраля 1991 г. утверждены запасы категории C_2 гипса и гипсоангидрита в количестве 29,79 и 24,9 млн т соответственно. Запасы подсчитаны на ограниченной площади, составляющей около 6 % от общей площади месторождения [Решетников, 1989ф]. Запасы учтены только РБПО, ГБЗ не учтены.

Авторская оценка прогнозных ресурсов выражена следующими цифрами [Мерзляков и др., 1987; Мерзляков и др., 1987а,ф]: P_1 – 179,8 млн т, P_2 – 688 млн т, P_3 – 526,6 млн т. Содержание $CaSO_4 \times 2H_2O$ по семи из 13 подсчетных блоков варьирует в интервале от 62,74 % до 87,22 % (среднее – 77,88 %). В целом по месторождению приведена средняя цифра в 82,02 %. При приведении всех ресурсов к условным запасам C_2, получаем:

$179{,}8 \times 0{,}5 + 688 \times 0{,}25 + 526{,}6 \times 0{,}125 = 327{,}7$ млн т, что отвечает, по современной классификации, уникальному месторождению (крупное – более 20 млн т, а итоговая цифра превышает эту более, чем на порядок, что и соответствует уникальному).

Остальные проявления приурочены к нижне- и среднедевонским образованиям в юго-восточной части листа.

Проявления (VI-5-45,50,53,54,56,57) в составе средне-верхнедевонских свит представляют собой линзы, состоящие из гипса и ангидрита или из переслаивающихся тонких прослоев этих сульфатов с красными и зелеными глинисто-известковистыми сланцами (мергелями) и известняками. Мощность линз – до 50 м, мощность полосы гипсов и ангидритов – до 70 м, протяженность – до 400–500 м [Хандожко и др., 1981ф].

Проявления (VI-4-30,44) также приурочены к средне-верхнедевонским толщам, представлены линзовидными пластами переслаивания гипса, ан-

гидрита и сильно загипсованных мергелей. На проявлении Улахан-Нагаин (V-4-30) мощность красноцветной сульфатной пачки – 100 м. Она содержит пласты и линзы гипса и ангидрита мощностью 10–20 м, реже 50 м на протяжении 1–2 км. На втором проявлении (VI-4-44) мощность линз и прослоев – 0,02–5 м [Клочков и др., 1979ф].

На левобережье Рассохи в 2–2,5 км ниже устья р. Хахандя (разрез Фестивальный [Гагиев, 1995] в отложениях гармычанской толщи (верхний силур) известна довольно мощная пачка загипсованных известняков, гипсов и ангидритов, отвечающая по параметрам проявлению этих полезных ископаемых.

Сырье для каменного литья. Известно одно недоразведанное месторождение (IV-2-1), приуроченное к лавовым потокам вулкана Балаган-Тас (балаган-тасский базальтовый комплекс). Эффузивные продукты вулкана представлены малопористыми базальтами лавовых потоков, которые допускаются для изготовления стеновых камней. Запасы малопористых базальтов, рекомендуемых в качестве стенового камня для внутренних стен, составляют по категории C_2 – 1084,8 тыс. $м^3$. Пригодность для производства базальтового волокна можно определить только в результате технологических испытаний опытной партии сырья в полупромышленных условиях [Захаров и др., 1995ф].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды на территории используются для обеспечения пресной водой населенных пунктов и горнодобывающих предприятий. Обнаружены также некоторые источники минеральных вод.

Минеральные воды. На территории листа известно два проявления минеральных вод.

Источник «Мезон» (IV-2-5) находится на левобережье р. Мома в долине руч. Улахан-Тумул, минерализация воды составляет 11 $г/дм^3$. Вода хлоридно-натриевая, глубинного происхождения, связана, вероятно, с соленосными породами [Кравцов и др., 1966ф].

Источник «Серный» (VI-5-46) с сероводородными водами расположен в долине руч. Серный, правого притока р. Омулёвка и представлен в виде 25 грифонов высотой до 5 см, на площади 100 × 30 м. Вода имеет резкий запах сероводорода, выпавшая в осадок сера образует желтые густые налеты на рыхлых и коренных породах в виде полос длиной до 5–10 м. Источник, вероятно, связан с залегающими поблизости гипсоносными живетскими отложениями мылгинской свиты [Хандожко и др., 1981ф].

Источники минерализованных вод практического интереса не представляют.

Питьевые пресные воды. На карте показано два малых месторождения пресных вод, использующихся для нужд жителей с. Угольное и пос. Артык.

Месторождение Верхне-Колымское (уч. Верхняя Наледь) (IV-6-12) приурочено к пойме р. Зырянка и находится в 8 км выше по течению от

с. Угольное. Надмерзлотные воды месторождения относятся к типу гидрокарбонатно-сульфатных, по основным показателям являются пригодными для хозяйственно-питьевого снабжения [Ковалев и др., 1980ф]. На 1.01.2017 г. эксплуатационные запасы надмерзлотных вод составляют: по категории В – 1,3 тыс. м^3/сут, категории C_1 – 0,3 тыс. м^3/сут.

Месторождение Артыкское (VI-2-42) находится вблизи пос. Артык, на 1.01.2017 г. запасы пресной воды по категории C_1 составляют 0,193 тыс. м^3/сут.

На территории листа Q-55 огромные запасы пресных вод сосредоточены в поверхностных водоемах, реках, ледниках и наледях (тарынах), питаемых в том числе и подмерзлотными водами в зонах сквозных таликов. По материалам собственных исследований, проведенных в том числе и в бассейне р. Мома, П. Ф. Швецовым [1951] была опубликована фундаментальная монография «Подземные воды Верхояно-Колымской горно-складчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой». Эта работа была удостоена в 1952 г. Государственной премии за открытие значительных по запасам и пригодных для водоснабжения месторождений подземных вод и установление закономерностей их формирования.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Согласно схеме тектонического районирования на изучаемой территории представлены элементы Яно-Колымской, Индигиро-Колымской и Алазейско-Олойской складчато-надвиговых систем, на которые наложены структуры Уяндино-Ясачненского средне-раннеюрского вулканогенного пояса. Граница Яно-колымской и Индигиро-Колымской складчатых систем подчеркивается наличием крупных гранитоидных массивов Главного колымского плутонического пояса, на северо-востоке территории на образованиях Алазейско-Олойской системы размещены меловые вулканиты Джартардах-Олойского вулканогенного пояса. С неотектоническими активными разломами связаны рифтогенные кайнозойские впадины. Сложное геолого-структурное строение исследованной территории предопределило развитие здесь весьма различного комплекса полезных ископаемых.

Название структурно-тектонических подразделений, к которым приурочены горючие ископаемые, оставлены традиционно принятыми при нефтегазогеологическом и угольном районировании территории Якутии.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Общий временной диапазон формирования полезных ископаемых, исходя из данных анализа возраста геологических образований и проявления важнейших тектонических процессов, – от рифея до квартера включительно, с максимумом в позднем мезозое (поздняя юра – мел). В формировании полезных ископаемых изученной территории выделяются следующие минерагенические эпохи: рифейская, венд-силурийская, девонско-раннекаменноугольная, раннекаменноугольная–среднеюрская, средне-позднеюрская, раннепозднемеловая, кайнозойская. Небольшие отличия временных границ выделенных эпох от границ этапов геологического развития обусловлены тем, что в минерагеническом отношении некоторые тектонические этапы характеризуются унаследованным развитием и по минерагеническим факторам между ними трудно провести границу. В других случаях, при небольших перекрытиях времени проявления тектонических этапов в разных террейнах, временные границы минерагенических эпох выделялись как изохронные.

Рифейская эпоха. Рифейские образования на территории листа Q-55 представлены ивашкинской и тромбонской толщами. В первых установлены повышенное содержание серебра (VI-6-31), во вторых медно-кобальтовая минерализация (VI-5-22). Рудообразование в кварц-хлорит-серицитовых сланцах ивашкинской толщи, вероятно, сингенетическое, в то время как медь и кобальт были мобилизованы в процессе метаморфизма из основных вулканитов тромбонской толщи в более позднее время. Позднерифейские образования калгынского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса в южной части территории являются рудовмещающими для объектов золоторудной лиственитовой рудной формации (V-3-30), возможно, свинца (V-3-15) и рудоматеринскими породами для образования талька (V-3-15).

Венд-силурийская эпоха. Вендские образования на территории листа P-55 не установлены, кембрийские распространены ограничено. Предположительно, в позднекембрийское время в южной части площади была накоплена мощная толща известняков, которая в дальнейшем в зоне Дарпирского разлома была преобразована в высококачественный статуарный мрамор (месторождение Солнечное, V-3-13). На юго-востоке листа в верхнекимбрийско-нижнеордовикских конгломератах (конгломератовая толща) отмечена незначительная золотоносность (V-5-23). Важным периодом в отношении минерагении территории является вторая половина ордовика – время формирования островодужного комплекса в пределах Рассошинского террейна. В отложениях этого возраста установлены стратиформные проявления меди, которые совместно с колчеданно-полиметаллическим оруденением наиболее проявлены в вулканитах позднеордовикского булкутского трахит-трахибазальтового комплекса (V-5-4, V-5-16). По данным В. И. Шпикермана [1998], к данной эпохе в пределах Омулевского террейна относится стратиформное шеелит-сульфидное (VI-5-35), полиметаллическое (VI-6-11) и сурьмяно-ртутное оруденение. По геологическим наблюдениям, по определениям модельного возраста рудного свинца (434–410 млн лет) принимается среднеордовикский–раннесилурийский возраст оруденения.

Девонско-раннекаменноугольная эпоха. Металлогенически данная эпоха на территории листа выражена весьма слабо. На сопредельной к северо-западу территории в составе среднедевонских отложений присутствуют доманиковые фации. Концентрации $C_{орг}$ в них достигают 8–9 % [Жерновский, 2006ф]. Данные отложения могут быть проявлены на изучаемой площади в пределах Индигиро-Зырянского прогиба и быть нефтепроизводящими породами [Вольнов, 1968]. К типу доманикоидных образований принадлежат терригенно-карбонатные отложения нижнего–среднего девона в юго-восточной части территории [Клубов, Мерзляков, 1989]. Также на юго-востоке листа в гипсоносной свите живета выделены стратифицированные залежи гипса (V-5-27) и связанные с ними проявления самородной серы (V-5-24).

На северо-востоке площади в верхнедевонских–нижнекаменноугольных вулканогенно-осадочных отложениях кенкельдинской свиты установлена слабая медная минерализация (I-5-7), которая, возможно, также связана с интрузиями плагиогранитов хоппыт-юряхского габбро-плагиогранитового комплекса раннекаменноугольного возраста. В юго-восточной части площади листа в позднем девоне – раннем карбоне накапливаются карбонатно-терри-

генные отложения – в кремнистых породах тургоякской свиты отмечаются прослои конкреционных фосфоритов (IV-4-12).

Южнее расматирваемой территории, на листе P-55 в нижне-среднедевонских отложениях широко распространены проявления стратиформного флюорит-свинцово-цинкового оруденения в карбонатных породах). По представлениям В. И. Шпикермана, флюорит-свинцово-цинковые стратиформные залежи Омулевского террейна формировались в течение длительного времени, начиная с девона, вследствие длительной активности минерализованных термальных вод палеозойского артезианского палеобассейна. [Шпикерман, 1987, 1998]. Однако благоприятные для формирования этих руд типы разрезов девона на территории листа Q-55 отсутствуют и это оруденение здесь практически не проявлено.

Раннекаменноугольная–среднеюрская эпоха. Данная эпоха связана с формированием флишоидных образований большой мощности – верхоянского комплекса. Собственных месторождений данная эпоха не имеет, но углеродсодержащие терригенные отложения данной эпохи являются рудоматеринскими для последующего золотого оруденения. По опубликованным в печати материалам, с черносланцевыми отложениями данного комплекса связаны большеобъемные месторождения золота, такие как Наталка, Кючюс, Дражное и др.

Позднеюрско-раннемеловая эпоха. Данная эпоха имеет важнейшее значение и определяет минерагенический облик основной части площади листа. Среднеюрско-раннемеловое время – период интенсивного складкообразования и формирования позднеюрских островодужного и окраиино-континентального поясов. С последним связаны слабовыраженное золото-серебряное, сурьмяное и висмутовое оруденение эпитермального типа в Сумуно-Урультунскогом прогибе Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса (VI-3-43; VI-4-20,43,47,49,50). С островодужными вулкнитами связаны многочисленные проявления свинца, цинка, серебра (IV-2-15,20; V-2-3,5,6,10; V-3-5 и др.).

На сопредельной к северо-западу площади выявлены гидротермальные проявления редкоземельной минерализации и высокие концентрации минералов редких земель в грубозернистых породах бастахской серии [Сурмилова, 1986ф]. В пределах изучаемой территории зафиксированы контрастные шлиховые ореолы минералов редкоземельных фосфатов (куларита, койвинита и др.: II-1-15; III-3-2; III-4-1, 4; V-6-14 и др.).

Оловянное (V-1-1; V-3-23,24; VI-4-32,34,39,41,55,56,57,59,61 и др.), олововольфрамовое (V-1-3,5; VI-3-8; VI-4-37 и др.) и урановое (VI-3-2,5; VI-4-24,28,33) оруденение этой эпохи ассоциирует с позднеюрскими гранитоидами колымского комплекса. На сопредельных территориях листов Q-54 и P-55 оловянное и олово-серебряное оруденение связано также с тас-кыстабытским комплексом, однако на листе Q-55 таковые проявления пока не установлены.

В начале раннего мела на большей части территории, вследствие масштабного надвигообразования, идут процессы глубинной мигматизации и гранитизации в автохтонах и паравтохтонах крупных надвигов. В результате происходит высвобождение кремнезема и золота из осадочных и вулканогенно-осадочных отложений, идет формирование руд тектоногенной золоторудной кварцевой формации, составляющей основу Главного золотоносного пояса

Колымы. Золото-кварцевые месторождения и рудопроявления сформировались при трансформном взаимодействии Уяндино-Ясачненской островной дуги с террейнами деструктированной окраины Палеосибири. В качестве источника золота (базовой формации) для таких месторождений некоторые исследователи рассматривают золото-сульфидное оруденение в черносланцевых толщах [Сидоров, 1987]. Принимая эту точку зрения, авторы считают, что накопление рудно-геохимического потенциала золота в черносланцевых толщах происходило по модели рассеянного колчеданного рудообразования в предшествующие эпохи. Возникшее в рассматриваемую эпоху золото-кварцевое оруденение явилось основным источником многочисленных богатых россыпей золота в бассейне рек Колыма и Индигирка.

В раннемеловое время в пределах северо-восточного предгорья Момского хребта (Индигиро-Зырянский прогиб) и в Дарпирской впадине происходит накопление угленосных толщ, признаки угленакопления отмечены в верхнеюрских отложениях при бурении структурно-параметрических скважин. Нижнемеловые осадочные отложения Индигиро-Зырянского прогиба, по данным люминисцентно-капиллярного анализа [Вольнов и др., 1968ф], показавшего различное, но постоянное присутствие битумоида, могут быть выделены в качестве потенциальных нефтегазоматеринских толщ. В конце раннемелового периода в северо-восточной части рассматриваемой территории на пределах Алазейского террейна сформировались золото-серебряные (I-4-16), молибденовые и урановые (I-5-7; I-5-9,11,12,13,15,16; I-6-4) рудные объекты, приуроченные к албьским вулканитам североседедемской свиты Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса.

Позднемеловая эпоха. Оруденение этой эпохи синхронно резкой активизации вулкано-плутонической деятельности Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Однако для листа Q-55 эта структура находится довольно далеко и существенного влияния на металлоносность не оказала. Наиболее значимо эта эпоха проявилась на юго-западе территории, где с позднемеловым хуламринским трахидолерит-монцодиоритовым гипабиссальным комплексом связано серебряное оруденение с золотом и оловом (VI-2-46, 48; VI-3-58).

Кайнозойская (палеоген-неогеновая и плейстоценовая) эпоха. В палеоген-неогеновых межгорных и унаследованных впадинах повсеместно отмечается проявление бурых углей. Значимые буроугольные объекты (VI-1-39, VI-2-40) выявлены в юго-западной части листа в отдельных частях Делянкирской впадины. Палеоген-неогеновые отложения унаследованных впадин в пределах Индигиро-Зырянского прогиба имеют мощность до 1600–2000 м и перспективны на обнаружение месторождений газа. В пределах кайнозойских впадин и прогибов шлиховые ореолы золота (I-1-8, II-2-5,12) и слабая россыпная золотоносность (II-1-2, IV-2-6,9,12) связаны с неоген-палеогеновыми галечниками. Минерагения квартера определена аллювиальными россыпями золота, редко – минералов олова, вольфрама, в одном случае россыпью сердолика и агата (II-6-4). Образование металлоносных россыпей происходило на всем протяжении квартера. Самые древние эоплейстоценовые россыпи золота приурочены к террасам VII–IX уровней и днищам неотектонических впадин (ввиду малых размеров и (или) перекрытия крупными голоценовыми россыпями на карту не вынесены), наиболее продуктивными яляются россыпи

голоценового возраста, к последним относятся также россыпи касситерита, шеелита и поделочных камней.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ

Важнейшими факторами, определяющими закономерности размещения объектов полезных ископаемых являются тектонические, литолого-стратиграфические, магматические, метаморфические, факторы метасоматоза, геофизические. В размещении россыпных месторождений золота и олова главным фактором является геоморфологический, также определенную роль играет неотектонический фактор.

Тектонические факторы. В формировании Индигиро-Зырянского, Илиньтасского прогибов и Момо-Селенняхской впадины основная роль принадлежит тектоническим процессам. Дальнейшее развитие прогибов и впадин обусловило их угленосность и потенциальную нефтегазоносность. В размещении золоторудных, частично оловорудных и других объектов рудоконтролирующая и рудолокализующая роль принадлежит крупным разломам (Нерский, Иньяли-Дебинский, Дарпирский и др.).

Литолого-стратиграфические факторы контролируют продуктивность осадочных месторождений и проявлений. Месторождения угля приурочены к буоркемюсской и силяпской свитам нижнего мела, гипса и ангидрита к голышевской и гипсоносной свитам живета, стратиформные медные, полиметаллические и вольфрамовые объекты к ордовикским отложениям и т. д. К палеоген-неогеновым, верхнеюрским–меловым и, вероятно, палеозойским образованиям приурочена возможная нефтегазоносность территории.

Магматические факторы. Магматические породы для олова, вольфрама, урана, золота, серебра, молибдена и других металлов являются рудоматеринскими, в то же время часто и рудогенерирующими, и рудовмещающими.

С позднеюрским нера-бохапчинским габбро-диоритовым комплексом связана золотая, в меньшей степени сурьмяная минерализация, вулканиты кислого состава улахан-чистайской группы комплексов характеризуются золото-редкометалльной и серебро-свинцово-цинковой специализацией. В позднеюрское время редкометалльное и урановое оруденение связаны с колымским гранитовым комплексом, олово-серебряная минерализация приурочена к таскыстабытскому гранит-гранодиоритовому комплексу. С хуламринским трахидолерит-монцодиоритовым комплексом имеют парагенетическую связь проявления серебра, олова, редко золота. В северо-восточной части района с раннемеловым кадылчано-североседедмским рядом вулканических комплексов связано урановое, уран-молибденовое оруденение. К малым гранит-гранодиоритовым интрузиям дойдинского диорит-гранодиоритового комплекса того аптского возраста приурочены проявления золота и молибден-золоторудные. Также на Алазейском плоскогорье в меловых вулканитах слабо проявлена минерализация олова, ртути, золота.

Метаморфические факторы. При образовании золото-кварцевого оруденения определенная роль принадлежит региональному зеленосланцевому метаморфизму низких ступеней как рудогенерирующуму фактору.

Метасоматические факторы проявлены при формировании рудных объектов, связанных с грейзенами, скарнами, березитами и т. д.

Геофизические факторы. Особенности физических полей (гравитационных, магнитных, электрических и др.) горных пород в основном в верхних горизонтах земной коры с применением геофизических работ (грави-, сейсмо-, электро- и магниторазведки) использовались для уточнения границ и структурно-тектонического строения Индигиро-Зырянского прогиба при прогнозировании нефти и газа – выделены локальные структуры, сейсмостратиграфические комплексы отложений, их мощности и т. д. Для выявления радиоактивных аномалий использовались результаты АГСМ-съемки.

Геоморфологический фактор с неотектоническим контролирует размещение россыпей золота и определяет: 1) распространение, денудацию и сохранность коренных источников; 2) распределение, перераспределение и сохранность золота в россыпях.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

На территории листа Q-55 выделяются фрагменты (с севера на юг) Алазейско-Олойской, Индигиро-Колымской и Верхояно-Колымской минерагенических провинций. Определяющим при выделении минерагенических провинций и зон являются различия в части металлических полезных ископаемых, нефтегазоносность и угленосность территории рассматриваются отдельно.

Нефтегазоносность

Первые оценки перспектив нефтегазоносности Восточной Якутии были проведены сравнительно недавно (В. Н. Тихий и Г. К. Невский (ВНИГРИ, 1957 г.), В. Н. Черский и К. Б. Мокшанцев (ЯФ АН СССР, 1959 и 1961 гг.), Д. А. Вольнов (НИИГА) [Вольнов и др., 1968ф], Н. Г.Чочиа (ВНИГРИ) [Чочиа и др., 1974ф] и др.), по их результатам к наиболее перспективным территориям отнесены Индигиро-Зырянский и Момский прогибы. По данным специалистов СНИИГГиМС перспективы для локализации нефтегазовых залежей имеются на территории Омулевского террейна (А. И. Ларичев, 1994 и 2002 гг., Ф. А. Мигульский [2007]).

На карте выделены Индигиро-Зырянская (11 Н,Гз/J_3-K;P-N) потенциально нефтегазоносная область (ПНГО), Момский (0.1 Н,Гз/J_3-K_1) и Омулевский (0.2 Н,Гз/PZ) потенциально нефтегазоносные районы (ПНГР). При нефтегазогеологическом районировании в основном использовались данные организаций нефтегазового профиля.

Самостоятельная *Индигиро-Зырянская ПНГО* (11 Н,Гз/J_3-K;P-N) соответствует наиболее перспективному Индигиро-Зырянскому прогибу. На рассматриваемой территории находится центральная часть прогиба, северо-западная часть переходит на лист Q-54, юго-восточная – на лист Q-56. Границы ПНГО на карте выделены согласно Структурно-тектонической карте Индигирской площади масштаба 1 : 200 000, Обзорной тектонической схеме северо-восточ-

ных районов Якутии (с тектоническим районированием перспективных территорий) масштаба 1 : 1 500 000 [Соловьёв, 2006ф] и Тектонической карте Момо-Зырянской впадины масштаба 1 : 500 000 [Чочиа, 1974ф]. На площади ПНГО проведены аэрогеофизические, специализированные тематические и геохимические работы, в наиболее изученной северо-западной части – профильные электро- и сейсморазведочные работы, гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000, пройдены четыре структурно-параметрические скважины глубиной 1066 м, 1149 м, 1300 м и 1611 м.

Индигиро-Зырянский прогиб, по геофизическим данным, имеет грабен-синклинальное строение, фундамент в его пределах опущен на глубину 10–12 км. Достоверно можно говорить, что в основании прогиба присутствует терригенный, вулканогенно-терригенный юрский комплекс. Более древние образования достоверно не вскрыты. Вверх по разрезу на терригенных формациях верхней юры местами согласно, местами несогласно залегает нижнемеловая угленосная молассовая формация мощностью от 2,2 до 4,5–5 км. Выше с угловым и стратиграфическим несогласием залегают палеоген неогеновые отложения, наибольшая мощность которых, по данным МОГТ, достигает 1600 м, по данным В. В. Гайдук (1998 г.), – до 2000 м [Соловьёв, 2006ф].

В северо-западной части Индигиро-Зырянского прогиба выделены четыре потенциально нефтегазоносных резервуара: средне-верхнеюрский, нижнемеловой, нижнепалеогеновый и среднепалеоген-неогеновый в составе соответствующих комплексов отложений.

Средне-верхнеюрский резервуар (вскрытая мощность до 1056 м) сложен переслаиванием проницаемых пластов (песчаники) и пластов-флюидоупоров (аргиллиты, реже алевролиты, туфогенные породы). Геофизическими методами в скважинах установлены 8–15 пластов-коллекторов мощностью от 0,8 до 42 м, общей мощностью по скважинам от 13,2 до 179,2 м. Коэффициент пористости – 0,11–0,27, коэффициент газонасыщения – 0,02–0,5. Содержание органического вещества ($C_{орг}$) в алевропелитах – 0,94–1,18 %. Степень катагенеза органического вещества (ОВ), определенная в основном по отражательной способности витринита углей и углистых включений, по данным В. В. Гайдука, соответствует этапу глубинного мезокатагенеза, подэтап $МК_3^1$ (стадия углефикации К) и, предположительно, подэтап $МК_3^2$, (стадия углефикации ОС). Органическое вещество имеет существенно гумусовый состав, свидетельствующий о преимущественно газопроизводящей роли исходного ОВ, что подтверждается отсутствием нефтепроявлений на территории Зырянского прогиба. Тем не менее, в связи с преобладанием в ряде интервалов верхней юры сапропелевого ОВ, не исключено наличие в вышележащих отложениях нефтяных оторочек в газовых залежах и небольших газонефтяных залежей.

Нижнемеловой резервуар выделен по данным сейсморазведки. Глубина залегания резервуара – от 750 до 2000 м. Мощность не превышает 600 м. Содержание $C_{орг}$ преимущественно гумусового типа в алевропелитах – 0,7–1 %. Преобразованность ОВ пород, по В. В. Гайдуку, достигает этапа начального мезокатагенеза: $МК_1^1$–$МК_1^2$, (степень углефикации Д-Г), при котором на глубинах 1,4–3,8 км происходили главные процессы нефтеобразования и начались процессы среднекатагенетического газообразования.

Нижнепалеогеновый резервуар имеет вскрытую мощность 194–199 м, сложен песчаниками, глинами и их переслаиванием, с прослоями углей, аргиллитов, редко алевролитов саканьинской свиты. Содержание $C_{орг}$ в алевропелитах составляет 3,71 %. ОВ, по В. В. Гайдуку, преобразовано до подстадии протокатагенеза (ПК), или подстадий углефикации $Б_{2-3}$ в условиях верхней катагенетической зоны газообразования в интервале глубин 0,2–1,4 км при температуре 30–60 (70) °С, в нижней части которой начались процессы нефтеобразования. Геофизическими методами в скважинах установлены пласты-коллекторы в количестве от 4 до 21, мощностью от 1 до 21,2 м, общей мощностью по скважинам 36–40,8 м. Коэффициент пористости – 0,1–0,3, коэффициент газонасыщения – 0,05–0,49.

Среднепалеоген-неогеновый резервуар образован проницаемым комплексом – эльгандинской свитой и экраном преимущественно неогенового возраста. Вскрытая мощность резервуара – от 990 до 1394 м. Проницаемый комплекс мощностью от 168 до 449 м сложен глинами, высокопористыми алевролитами, песчаниками, редко прослоями мелкогалечных конгломератов. Геофизическими методами установлены 17 пластов-коллекторов мощностью от 2,8 до 15 м, общей мощностью 104,8 м. Коэффициент пористости – 0,1–0,3 (0,16–0,23). Содержание $C_{орг}$ гумусового типа составляет 2,31 %. ОВ также преобразовано до подстадии ПК или подстадий углефикации $Б_{2-3}$.

Последний резервуар является наиболее качественным, состоящим из пары – регионального проницаемого комплекса (эльгандинскоая свита и нижнедаркылахская подсвита) и регионального экрана, сложенного верхнедаркылахской подсвитой и большей частью промороженными породами неогена. Остальные резервуары представляют чередование проницаемых геологических тел и флюидоупоров.

В проницаемых комплексах вышеперечисленных резервуаров, вскрытых структурно-параметрическими скважинами, отмечено превышение суммарных газопоказаний в пределах от 0,5–5 до 17,5 %, в единичных случаях до 21,5 % при фоновых 0,1–0,2 %.

По результатам бурения четырех структурно-параметрических скважин и данным сейсморазведки можно выделить в качестве потенциальных нефтегазопроизводящих толщ верхнеюрские и палеогеновые алевропелиты, также выделить возможную газоносность преимущественно палеоген-неогеновых отложений, возможную нефтегазоносность мезокайнозойских отложений в области развития надвиговых дислокаций в юго-западной части прогиба и вероятную продуктивность мезозойско-палеозойских отложений [Соловьев, 2006ф].

Первая количественная оценка перспектив нефтегазоносности Индигиро-Зырянского прогиба выполнена ВНИГРИ в 1974 г. [Чочиа и др., 1974ф] объемно-статистическим методом и методом аналогий, она составляет по газу 1–1,2 трлн м^3. Общая оценка геологических запасов УВГ по состоянию на 1.01.1984 г. по Зырянскому прогибу – 742 млрд. м^3. В 1987 г. подсчет прогнозных ресурсов УВ Зырянского прогиба проведен трестом «Якутскгеофизика» [Поплюйко и др., 1989ф] с использованием объемно-статистического метода в количестве 830–870 млрд м^3 УВГ. Прогнозные ресурсы природного газа и нефти по всему Индигиро-Зырянскому ПНГО в количестве, соответ-

ственно, 0,6 и 0,04 млрд т приведены в Государственном докладе о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2015 г. [Государственный … , 2018]. В пределах территории листа Q-55 это порядка 0,4 трлн м^3 природного газа и 0,027 млрд т нефти категории D (перспективные).

По геолого-геофизическим данным, в пределах листа выделен перспективный объект площадью 1400 км^2. Прогнозные ресурсы свободного газа определялись с параметрами, рекомендуемыми для Лено-Анабарской ПНГО и составили 51 млрд м^3 [Соловьёв, 2006ф]. Категория ресурсов условно отнесена к категории D (прогнозируемые).

Самостоятельный *Момский потенциальный нефтегазоносный район* (ПНГР) (0.1 Н,Гз/J_3-K_1) соответствует юго-западному крылу илиньтасского прогиба, в центре которого находится Момо-Селенняхская впадина. Границы ПНГО на карте выделены согласно Обзорной тектонической схеме северо-восточных районов Якутии (с тектоническим районированием перспективных территорий) масштаба 1 : 1 500 000 [Соловьёв, 2006ф] и Тектонической карте Момо-Зырянской впадины масштаба 1 : 500 000 [Чочиа, 1974ф].

Обнадеживающие результаты гидрогеологических исследований В. Ф. Шишкиной [1960ф], А. И. Косолапова [1964ф] стали поводом для изучения тектонического строения прогиба в 1971 г. Мощности разреза юрских отложений – илиньтасской и бастахской серий составляют, соответственно, порядка 500 м и 2000 м, последняя сложена чередованием мощных (до 150 м) толщ черных аргиллитов и сравнительно небольших по мощности пластов разнозернистых песчаников. Мощность слагающих депрессии угленосных меловых отложений – до 3000 м, выше локально залегают незначительные по мощности неогеновые отложения. В результате исследований были выделены Верхнемомская и Нижнемомская (на листе Q-54) депрессии, разделенные Среднемомской (Эрикитской) седловиной. В Верхнемомской депрессии меловые отложения в двух мульдах, расположенных по рекам Делингдэ и Эрэкит (Эрикит), имеют мощность не более 2000 м. Крупных антиклинальных складок не было установлено, на основании чего перспективность прогиба, по данным В. Н. Кислякова (1973 г.), признана низкой [Чочиа и др., 1974ф] и в дальнейшем работы по оценке нефтегазоносности не проводились.

Отрицательная оценка перспективности этой части Илиньтасского прогиба по небольшому объему работ преждевременная, так как кроме антиклинального типа вероятны другие типы ловушек, и помимо меловых отложений возможна нефтегазоносность юрских и палеозойских комплексов, слагающих основание прогиба, также нельзя полностью игнорировать результаты гидрохимических исследований. Современное состояние изученности данного прогиба в отношении нефтегазоносности остается еще весьма недостаточным для объективной оценки его перспектив.

Самостоятельный *Омулевский потенциальный нефтегазоносный район* (ПНГР) (0.2 Н,Гз/PZ), приуроченный к северо-восточной окраине Омулевского террейна, представлен северо-западным флангом. Наиболее перспективные участки, выделенные по прямым признакам, и по которым оценены прогнозные ресурсы, расположены на площадях соседних листов P-56 и P-55 [Мигурский, 2007]. В пределах листа Q-55, по данным Б. А. Клубова

и В. М. Мерзлякова [1989 г.] к числу доманикоидных образований можно отнести терригеннно-карбонатные отложения нижнего девона (нелюдимская и гротовская свиты) с большим количеством твердых битумов. Но в настоящее время катагенез ОВ данных образований достиг крайних градаций – $МК_5$–$АК_2$ и вышеописанные отложения утратили свои битумогенерационные возможности. Исходя из изложенного, северная граница ПНГР условно совпадает с областью развития вышеприведенных отложений, западная в основном совпадает с границей юрских и палеозойских пород, восточная граница совпадает с рамкой листа, а южная – со смежной на листе P-55.

Кроме вышеописанных прогнозируемых нефтегазоносных площадей, в кайнозойских межгорных впадинах отмечаются признаки газоносности (метаноносности) (V-3-27), которые периодически выявляются при разведке россыпей скважинами, но обычно официально не регистрируются. На северном фланге Делянкирской впадины, согласно протоколу НТС ВИГРЭ от 22 декабря 1980 г., в связи с выбросами и воспламенением газа в четырех скважинах УКБ на глубине более 60 м было остановлено бурение разведочной линии № 10 по руч. Ават-Юрюете (правый приток р. Нера между устьями рек Бурустах и Андыгычан) [Панева, 1985ф]. Описание выбросов и характеристика газа не проводились.

На угольных месторождениях газоносность представлена свободным и суфлярным выделением газа, выбросами газа и выбросами газа с фонтанированием. В составе газов, извлеченных из углей Надеждинского месторождения, обнаружены (%): метан (39,7–90,9), азот (6,7–59,24) и углекислый газ (0,34–7,87), в составе газа, отобранного при свободном выделении определен (%): метан (67,13–83,98), азот (9,5–25,61), углекислый газ (0,03–2,77). Подавляющее большинство газопроявлений фиксировалось ниже границы ММП, в толще мерзлых пород ни одного случая газопроявления не было. Учитывая, что отработка запасов угля производится открытым способом в толще ММП и невысокую метаноносность, приведенная газоносность угольных пластов не осложняет ведение добычных горных работ [Номинханов, 1998ф]. На участках месторождений с повсеместным развитием зон «сухих» таликов, интенсивным развитием тектонической нарушенности до глубины 50 м установлены концентрации метана в угольных пластах в пределах 34–90 % (месторождение Харанга) и 20–69 % (месторождение Эрозионное). Здесь при проведении буровзрывных работ на угольных разрезах зафиксировано более 100 случаев вспышек и воспламенений метана [Гресов, 2014].

Угольный метан (УМ), с одной стороны, является опасным спутником угля, с другой – ценным углеводородным сырьем. В 2011 г. приказом Федерального агентства по техническому регулированию и метрологии № 570-ст УМ включен в Общероссийский классификатор как самостоятельное полезное ископаемое. Одним из этапов возможного развития углеметанового промысла с применением новых технологий является оценка метаноресурсного потенциала, которая была проведена с использованием разведочных и эксплуатационных геолого-газовых работ на месторождениях всех эксплуатируемых угольных бассейнов Дальнего Востока. Согласно проведенной оценке ресурсов в Зырянском каменноугольном бассейне, перспективные для извлечения ресурсы свободного и растворенного метана составляют 1,436 млрд $м^3$, из них

в месторождениях листа Q-55 – 1,342 млрд м^3, в т. ч. по категории P_2 – 0,249 млрд м^3, по категории P_3 – 1,093 млрд м^3. Ресурсы свободного, водорастворенного и сорбированного в угольных пластах метана до глубины 1500 м Зырянского каменноугольного бассейна в пределах листа Q-55 оценены в 112,709 млрд м^3, в т. ч. категорий: P_1 – 3,419 млрд м^3, P_2 – 9,126 млрд м^3, P_3 – 100,164 млрд м^3. В целом Зырянский бассейн по масштабам ресурсов угольного метана (более 300 млрд м^3) является самым перспективным объектом для организации углеметанового промысла на Северо-Востоке России [Гресов, 2014].

УГЛЕНОСНОСТЬ

На территории листа выделяются Зырянский каменноугольный бассейн (12 УК(УБ)/K;P–N), Дарпирский прогнозируемый каменноугольный узел угленакопления (0.0.3 УК/K_1) и Джелкано-Бурустахский буроугольный узел угленакопления (0.0.2 УБ/N).

Каменный уголь. *Зырянский каменноугольный бассейн* (12 УК(УБ)/ K_1;P–N) расположен в междуречье среднего течения Колымы и Индигирки в бассейнах Зырянки, Ожогиной, Момы и приурочен к Индигиро-Зырянскому и Илиньтасскому прогибам. В составе бассейна выделяют следующие каменноугольные районы – Индигиро-Селенняхский, Мятисский, Зыряно-Силяпский и Момский. Границы угленосных районов Зырянского бассейна приняты согласно Карте ресурсов углей Республики Саха (Якутия) [Некрасов, 2003ф], количественная оценка прогнозных ресурсов приведена согласно Кадастру прогнозных ресурсов Российской Федерации по состоянию на 01.10.2015 г. И СПР ТПИ РС (Я) по состоянию на 01.01.2017 г.

Индигиро-Селенняхский каменноугольный район (12.1 УК(УБ)/ K_1;P–N) расположен на северо-западе Зырянского угольного бассейна и занимает северо-западную часть Селенняхской впадины. На листе Q-55 (в северо-западной части) представлен небольшим фрагментом, переходящим с листа Q-54. Угленосные отложения, выходящие на дневную поверхность, находятся за пределами территории листа и в данной работе не рассматриваются. В табл. 34 приведены качественные показатели угля Краснореченского месторождения и ряда углепроявлений района, расположенных на листе Q-54.

Мятисский прогнозируемый каменноугольный район (12.2 УК(УБ)/ K_1;P–N) выделен в междуречье Индигирка–Ожогина и является юго-восточным продолжением Индигиро-Селенняхского района. Угленосные отложения выведены на дневную поверхность в юго-западной части района (на остальной территории перекрыты мощным, до 500 м, чехлом кайнозойских образований). Наиболее угленосными являются отложения силяпской и буоркемюсской свит, в ожогинской свите отмечаются редкие угольные пласты мощностью до 0,3 м. В отложениях силяпской свиты отмечено порядка 60 пластов каменного угля мощностью 0,5 м и более, в отложениях буоркемюсской свиты зафиксирован 41 пласт суммарной мощностью 91 м. В золе каменных углей содержание германия, по данным спектрального анализа, доходит до 0,1 % (II-2-6,8) [Климов и др., 1980ф]. В каменных углях остальной части террито-

рии листа, в том числе месторождений, содержание германия – на уровне фоновых. Прогнозные ресурсы района СПР ТПИ РС (Я) на 1.01.2017 г. учтены в авторском варианте в количестве 568 млн т каменного угля (Д, Г углепроявления II-2-4) по категории P_2 и 477 млн т по категории P_3 (по району в целом).

Зыряно-Силяпский каменноугольный район (12.3 УК(УБ)/K₁;P-N) наиболее крупная и изученная часть Зырянского бассейна. В тектоническом отношении приурочен к юго-восточной части Индигиро-Зырянского прогиба и представлен Гонюхо-Силяпской (Буоркемюсской) брахисинклиналью, которая протягивается в субмеридиональном направлении примерно на 100–120 км при ширине 15–30 км. Она осложнена дополнительными складками более высоких порядков. Широко развита дизъюнктивная тектоника, представленная разломами и разрывами. Угленосные отложения представлены в юго-юго-западной части района, на северо-северо-восточном и западном обрамлении перекрыты неугленосными плиоцен-четвертичными отложениями. В продуктивной толще, представленной нижнемеловыми отложениями, содержится более 150 пластов угля. В редких выходах верхнемеловых пород отмечаются единичные непромышленные пласты каменного угля.

Ожогинская свита имеет низкую угленосность, зафиксированные угольные пласты имеют нерабочую мощность от 0,06 до 0,73 м, редко более, отмечаются небольшие прослои углистых пород. В разрезе силяпской свиты установлено порядка 60 угольных пластов и пропластков мощностью от 0,1–0,3 до 16,3 м, из них 24 пласта имеют мощность более 1 м, 13 пластов – более 2 м. Строение пластов в основном простое, реже относительно сложное. Угли силяпской свиты черные, полублестящие, полуматовые, редко блестящие и матовые, класса гелитолитов с содержанием витринита более 95 % (ультрагелиты). Технический анализ углей ожогинской свиты (%): влажность – 3,8–13,1 (среднее 8,9), зольность – 3,6–26,8 (12,2), содержание летучих – 9,9–23,4 (14,9), серы – 0,1–0,5 (0,2), углерода – 78,9–93,7 (87,2), водорода – 3,9–5,5 (4,7). Теплотворная способность – 31,9–35,7 (34,5) Мдж/кг.

В разрезе буоркемюсской свиты установлено более 90 угольных пластов мощностью от 0,1 до 14,73 м, из них 29 пластов имеют мощность более 1 м и 19 пластов с мощностью более 2 м. Угли буоркемюсской свиты полублестящие, полуматовые, матовые, класса гелитолитов, с содержанием витринита 57–98 % (фюзинито-гелиты, фюзенито-гелититы), встречаются фюзенолитовые угли и редко сапрогумолитовые угли. Технический анализ углей (%): влажность – 2,8–21,9 (8,8), зольность – 4,1–39, содержание летучих – 21,9–41,8 (34,4), серы – 0,1–0,5 (0,2), углерода – 80,2–88 (84,6), водорода – 4,3–6 (5,3). Теплотворная способность – 30,3–35,7 (33,3) Мдж/кг.

В пределах Зыряно-Силяпского района на территории листа Q-55 известны пять месторождений и многочисленные проявления каменного угля. Промышленное значение имеет угленосность силяпской и буоркемюсской свит, к первой приурочено месторождение Харанга (IV-6-15), ко второй – все остальные.

Угли Зыряно-Силяпского района в основном длиннопламенные и газовые, но по юго-западному обрамлению района, где расположены месторождения, угли от коксовых до тощих и, возможно, до антрацитов.

Прогнозные ресурсы района оценены в количестве:

896 млн т каменного угля по категории P_1, в т. ч. по месторождениям: Эрозионное (IV-6-13) – 668 млн т, Харанга (IV-6-15) – 144 млн т, Буор-Кемюсское (IV-6-18) – 66 млн т, Сибик-2 (IV-6-5) – 18 млн т;

2159 млн т по категории P_2, в т. ч. по месторождениям: Эрозионное (IV-6-13) – 863 млн т, Харанга (IV-6-15) – 71 млн т, Сибик-2 (IV-6-5) – 9 млн т, проявление Силяп (III-6-5) – 1216 млн т;

1294 млн т по категории P_3 по Зыряно-Силяпскому району в целом.

Прогнозные ресурсы апробированы ВНИГИуголь в 2010 г.

По Налкундинской площади (III-5-14) прогнозные ресурсы категории P_2 – 98 млн т учтены в авторском варианте [Сукач, 1992ф].

Момский каменноугольный район (12.4 УК/K_1) приурочен к нижнемеловым отложениям юго-западного борта Момо-Селенняхской впадины. На листе Q-55 находится восточная часть района (где выделено пять углепроявлений) более угленосная, с месторождением Тихонское, западная часть находится на соседнем листе Q-54. В пределах исследуемой территории угленосные отложения ожогинской и силяпской свит выполняют Делыгдинскую брахисинклиналь северо-западного направления. Наибольшая угленосность установлена в отложениях силяпской свиты, где выявлено от двух до пяти залежей угля мощностью от 0,7–1,5 до 2,5 м и общей мощностью около 3–6 м. Угли района относятся к классу микстогумалитов (дюрено-кларены, кларено-дюрены), реже гелитолитов (ультракларены). Качество (марочный состав) углей изучено слабо. Установлены коксующиеся и жирные марки углей, возможно присутствие длиннопламенных. Апробированные (ВНИГРИ) прогнозные ресурсы каменного угля категории P_2 в пределах листа Q-55 составляют 300 млн т (углепроявление Быгыттахское, IV-2-10).

Дарпирский прогнозируемый каменноугольный узел угленакопления (0.0.3 УК/K_1) расположен в верховьях р. Дарпир-Юрях. Угленосные отложения выполняют наложенную впадину (грабен), приуроченную к зоне Дарпирского разлома. Длина грабена порядка 50 км, ширина – до 3–6 км. Строение грабена складчато-блоковое. Угленосность территории слабо изучена. Угленосная толща представлена нижнемеловыми угленосными отложениями (дарпирская толща), коррелирующимися с ожогинской свитой. Выделено от одной до семи залежей угля мощностью от 0,8–3,3 до 6,3 м. Пласты угля характеризуются сложным строением. Дарпирский узел угленакопления относится к группе с относительно сложными гидрогеологическими условиями и сложного, очень сложного тектонического строения, что уменьшает возможность его промышленного освоения [Сукач и др., 1992ф], согласно [Сводный … , 2017] (далее СПР ТПИ РС (Я) на 1.01.2017 г. учтены авторские прогнозные ресурсы каменного угля марки «Т» по категории P_2 в количестве 82 млн т, по категории P_3 – 28 млн т.

Уголь бурый. На территории листа выделены один собственно буроугольный Джелкано-Бурустахский узел угленакопления и ряд проявлений бурого угля на территории каменноугольных районов и в пределах Улахан-Чистайской впадины.

Джелкано-Бурустахский буроугольный узел угленакопления (0.0.2 УБ/N) состоит из нескольких последовательно расположенных впадин, которые

являются составными частями единой депрессии (Делянкирской впадины) и выполнены угленосными отложениями тагыньинской толщи. Выявлены месторождения бурого угля Финиш (VI-2-40), Тагынья (VI-1-39), единичными пересечениями обнаружено одно проявление (VI-1-56). Месторождения малые, подсчитанные авторские запасы приведены при описании месторождений. Всего по узлу СПР ТПИ РС (Я) учтены в авторском варианте прогнозные ресурсы бурого угля категории P_2 – 239 млн т.

Кроме как на Джелкано-Бурустахской площади, бурые угли выявлены в пределах Зырянского каменноугольного бассейна на территории развития палеоген-неогеновых отложений. Буроугольные проявления обычно обрамляют выходы меловых отложений на дневную поверхность, также отмечены при бурении структурно-параметрических скважин с глубины 279,8 м.

На территории *Мятисского прогнозируемого каменноугольного района* (12.2 УК(УБ)/K_1;P-N) выявлено более 10 пластов бурого угля мощностью 0,5–2 м. На карту вынесено два проявления (II-2-7,9). Прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 101 млн т в авторском варианте [Некрасов и др., 2003ф].

В *Зыряно-Силяпском районе* (12.3 УК(УБ)/K_1;P-N) выделено около пяти относительно выдержанных, невыдержанных угольных пластов простого строения, мощностью 0,7–7 м, при суммарной мощности около 19 м. На карту вынесено четыре проявления бурого угля (III-5-14, III-6-2, IV-6-3,6), расположенные в основном вдоль северной границы полосы выходов меловых отложений с каменными углями. Авторские прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 98 млн т (углепроявление III-5-14), категории P_3 – 2 млн т [Некрасов и др., 2003ф].

В пределах небольших по размерам молодых межгорных впадин также отмечаются признаки угленакопления – находки бурого угля (лигнита?) в Улахан-Чистайской впадине (VI-3-24,27).

Алазейско-Олойская минерагеническая провинция

Алазейско-Олойская минерагеническая провинция, соответствующая одноименной складчато-надвиговой системе, на территории листа представлена своим юго-западным фрагментом. Минерагенические особенности провинции определяются ее развитием как окраинно-океанической, в связи с чем здесь преобладают минерагенические элементы островных дуг и постаккреционных вулканических поясов. В пределах рассматриваемой части провинции выделяется Алазейская прогнозируемая урановo-молибденово-золоторудная (1 Au,Mo,U/K) зона, Илинь-Тасская прогнозируемая редкоземельно-полиметаллическая (2 Pb,Zn,TR/J_3-K), Рассошинская золото-полиметалличесko-меднорудная (3 Cu,Pb,Zn,Au/O-D;J_3).

Алазейская прогнозируемая урановo-молибденово-золоторудная минерагеническая зона **(1 Au,Mo,U/K)** распространяется за пределы территории листа на север и северо-восток. Факторы, контролирующие положение и границы зоны, – тектонические и стратиграфические. Главные структуры зоны – Алазейский островодужный террейн и наложенная Алазейско-Индигирская тектоно-магматическая зона (Бадярихинская впадина [Тектоническая … ,

1976], Алазейско-Кондаковская рифтовая зона [Кац и др., 1980ф], Нижнеиндигирская рифтовая зона [Ставский, 1981], Алазейский рифт [Аулов и др., 1983ф]). Границы зоны определены выходами на дневную поверхность дочетвертичных образований этих двух структур. С геологическими образованиями Алазейского террейна связаны золото, молибден, ртуть, медь, с меловыми вулканитами Алазейско-Индигирской тектоно-магматической зоны Джахтардах-Олойского вулканогенного пояса – золото, молибден, уран, олово, ртуть.

Зона включает один прогнозируемый рудный район и два прогнозируемых рудных узла вне района.

Белогорский прогнозируемый ртутно-олово-молибденово-урановo-золоторудный район (1.1 Au,U,Mo,Sn,Hg) вытянут в субмеридиональном направлении согласно площади развития меловых вулканитов, на которой проявлено слабое ртутное, оловянное, золотое оруденение в виде шлиховых и литохимических ореолов. В пределах района широко развиты радиометрические, аэрогаммаспектрометрические аномалии, выявлены проявления и пункты минерализации золота, урана, молибдена, редко олова и серебра. Границы зоны, определены площадью развития меловых вулканитов ответвления ранее выделявшегося Белогорского вулкано-плутонического пояса [Тектоника … , 1981; Структура … , 1985; Березнев и др., 2015ф], в меньшей степени разломами субмеридионального, север-северо-западного простирания, ограничивающими Алазейско-Индигирскую тектоно-магматическую зону.

Основными факторами, контролирующими оруденение, является развитие:

1) рудоматеринских и рудовмещающих вулканогенных образований кадылчанской и североседедемской свит, в т. ч. повышение их радиоактивного фона (АГСМ и радиоактивные аномалии);

2) рудогенерирующих и рудовмещающих интрузивных образований дойдинского диорит-гранодиоритового и хадаранского габбро-монцонит-сиенитового комплексов;

3) рудовмещающих вулканитов нельканской свиты;

4) метасоматических изменений пород;

5) вулкано-тектонических структур;

6) разрывных нарушений различного порядка и разной кинематики.

В пределах Белогорского района выделен *Верхнекыллахский прогнозируемый олово-молибденово-урановo-золоторудный узел* (1.1.1 Au,U,Mo,Sn), который объединяет относительно компактно расположенные проявления урана, молибдена и золота. Наиболее перспективным в отношении урана является проявление Кадылчанское (I-4-7), молибдена – проявление Олений (I-5-16), золота – проявление Зимний (I-4-16), также интересен ряд проявлений урана и урана с молибденом.

Всего по узлу апробированные прогнозные ресурсы урана категории P_3 составляют 75 тыс. т. В 2009 г. апробировано 60 тыс. т (Протокол № 5 от 28.09.2009 г., ВИМС), в 2015 г. – 15 тыс. т (Протокол № 15 от 16.11.2015 г., ВИМС).

Авторская оценка прогнозных ресурсов категории P_3 золота и молибдена в пределах узла составляет соответственно 6,5 т и 20,8 тыс. т [Алешко, 1984ф].

Вне района, в восточной части Алазейской минерагенической зоны расположены прогнозируемые Кенкельдинский молибденово-золоторудный и Левоседедемский ртутнорудный узлы, приуроченные к различным ветвям Кенкельдинского разлома.

Кенкельдинский прогнозируемый молибденово-золоторудный узел (1.0.1 Au, Mo) расположен в бассейне р. Кенкельды, правого притока р. Кыллах. Контролируется, по-видимому, одной из ветвей Кенкельдинского разлома северо-восточного направления. Прогнозируемый узел вытянут в том же направлении и включает проявления золота, молибдена, контрастный шлиховой ореол золота (I-6-2) бассейна р. Кенкельды, зоны интенсивного катаклаза, милонитизации, глаукофанового метаморфизма вдоль Кенкельдинского разлома. Площадь узла выполнена вулканогенно-осадочными отложениями кенкельдинской свиты верхнего девона – нижнего карбона, прорванными в юго-западной части раннемеловым Кенкельдинским гранитным штоком (дойдинский диорит-гранодиоритовый комплекс), с которым связаны золоторудное и молибденовое оруденения: проявления золота Седловина (I-6-5) и молибдена Ромашка-II (I-6-4). Авторские ресурсы золота и молибдена в пределах узла, сопоставимые с категорией P_3, составляют соответственно 4,4 т и 17,55 тыс. т [Гончаров, 1983ф].

Левоседедемский прогнозируемый ртутнорудный узел (1.0.2 Hg) расположен в межуречье Сылгы-Юрях–Кыллах, включает проявление Сылгы (I-6-10), пункты минерализации (I-6-7,9), геохимический ореол (I-6-6) и сопровождается шлиховым ореолом киновари (I-6-3). Ртутное оруденение контролируется Кенкельдинским разломом (одной из его составляющих), рудораспределяющими являются более мелкие нарушения северо-восточного и субширотного простираний. Киноварные руды локализуются в дайках позднемеловых диоритов (хадаранский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс), прорывающих позднепермские вулканогенно-осадочные породы кыллахской свиты, в которых отмечается только рассеянная минерализация. Авторские прогнозные ресурсы ртути в пределах узла, соответствующие категории P_3, составляют 0,059 тыс. т [Гончаров, 1976ф].

Илинь-Тасская прогнозируемая редкоземельно-хрусталеносная цинково-свинцоворудная минерагеническая зона **(2 Pb,Zn,q,TR/J_3-K;Q)** представлена своим юго-восточным фрагментом и расположена в пределах Момского хребта на площади развития осадочных, вулканогенно-осадочных пород поздней юры, отвечая в структурном отношении большей части Илиньтасского преддугового прогиба. Магматические образования в виде рассеянных дайковых ареалов и отдельных даек развиты весьма слабо, также низкая интенсивность и значимость проявлений полезных ископаемых – все рудные объекты ранга пунктов минерализации, кроме одного цинково-свинцоворудного проявления (II-1-19). В пределах минерагенической зоны в областях сгущения рудных объектов выделены Верхнемятисский прогнозируемый серебро-цинково-свинцоворудный рудный район (2.1 Pb,Zn,Ag) и Верхнеожогинский прогнозируемый золоторудно-россыпной район (2.2 Au).

Верхнемятисский прогнозируемый серебро-цинково-свинцоворудный рудный район (2.1 Pb,Zn,Ag) включает одно рудопроявление и пункты минерализации свинца, цинка, единично олова, золота, меди и ртути. Рудные объекты

приурочены в основном к минерализованным зонам дробления в области влияния Арга-Тасского разлома и реже связаны с дайками основного состава раннемелового бадярихинского диорит-порфиритового и позднемелового саханьинского трахидолеритового комплексов. Оруденение локализуется в кварц-хлоритовых, кварцевых прожилках и жилах мощностью 0,5–1 м, до 3 м с убогой сульфидной минерализацией (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит). Жилы обычно в зонах дробления, реже пластовые. Содержание свинца – 0,03–0,3 %, единично до 1 %, цинка – 0,015–0,3 %. Основная часть рудных объектов как второстепенный компонент содержит серебро (5–10 г/т), редко сурьму, висмут. В штуфных пробах отмечаются повышенные содержания золота до 0,6 г/т (пробирный анализ), олова – 0,02–0,05 %, меди – до 0,2 % [Климов и др., 1980ф].

Верхнеожогинский прогнозируемый золоторудно-россыпной район (2.2 Au) выделен по немногочисленным пунктам минерализации (III-2-5; III-3-5,8,9,11; III-4-9,11,12,14), шлиховому (III-3-3) и первичному ореолу рассеяния (III-3-4) золота. Рудные объекты представлены кварцевыми, хлорит-карбонатно-кварцевыми жилами с мелкими прожилками и вкрапленностью пирита, реже галенита, халькопирита, сфалерита. Содержание золота в штуфных пробах низкое – 0,1–0,6 г/т. Первичный ореол рассеяния выявлен по пробам с содержаниями золота 0,1 г/т (пробирный анализ). Шлиховой ореол перспективен на поиски россыпей золота. Содержание золота – от знаков до 0,4–0,7 г/м^3, размер пластинок – до 3,5 мм, мощность аллювиальных отложений – до 2 м [Шустов, 1967ф; Сорокин, 1970ф; Кравцов, 1977ф].

Общей особенностью Илинь-Тасской минерагенической зоны является широкое распространение горного хрусталя [Сорокин и др., 1970ф; Сурмилова и др., 1979ф; Государственная … , 1986б]. Вдоль оси Момского храбта в дислоцированных флишоидных толщах бастахской серии Илиньтасского прогиба выявлены многочисленные проявления и пункты пьезооптического кварца, локализованные в основном в сводах антиклиналей, разбитых трещинами. Несмотря на обилие гидротермальных кварцевых жил хрусталеносной формации, степень специализированной изученности зоны на хрусталеносность слабая. Среди выявленных проявлений имеются объекты, рекомендованные для более детального изучения и, хотя промышленные объекты не установлены, площадь развития хрусталеносного кварца Илинь-Тасской зоны в целом можно оценивать как перспективную на пьезокварц.

В пределах минерагенической зоны установлены обширные по площади шлиховые ореолы минералов редкоземельных фосфатов (II-2-15; II-3-5; III-1-13; III-4-1,4; III-3-17) с содержанием последних в шлихах от 1–10 до 160–260 г/м^3 [Климов и др., 1980ф; Шустов и др., 1967ф; Теплов и др., 1969ф; Сорокин, 1970ф], но коренные источники их не установлены, возможно, минералы связаны с крупнозернистыми разностями пород бастахской серии [Шустов и др., 1967ф] или с гидротермальной минерализацией и зонами окварцевания алевролитов и аргиллитов [Климов и др., 1980ф].

Рассошинская золото-полиметаллическо-меднорудная минерагеническая зона **(3 Cu,Pb,Zn,Au/O;D–J$_3$;Q)** расположена в юго-восточной части листа и выполнена преимущественно осадочно-вулканогенными и терригенно-карбонатными отложениями палеозоя, терригенно-вулканогенными, реже

терригенными породами верхней юры. В резко подчиненном количестве отмечаются терригенные породы нижней юры и отложения среднего–верхнего триаса. В структурном плане зона в основном отвечает Рассошинскому и Аргатасско-Поповкинскому террейнам. На северо-западе она граничит с Илинь-Тасской минерагенической зоной, сложенной верхнеюрскими, в основном терригенными породами, а на юго-востоке граница открыта – переходит на территорию листа Q-56 согласно области распространения верхнеюрских отложений. В рамках листа на территории Рассошинской минерагенической зоны выделены Верхнебулкутский прогнозируемый цинк-свинец-меднорудный с гипсом район, который включает два прогнозируемых рудных узла (Агынджинский меднорудный и Сереченский цинково-свицоворудный) и один узел вне районов – Арга-Тасский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел.

Верхнебулкутский прогнозируемый цинк-свинец-меднорудный с гипсом район (3.1 Cu,Pb,Zn(g)) включает рудные объекты стратиформного медного и колчеданно-полиметаллического оруденения и объекты серно-сульфатного комплекса. Выделение различных по генезису объектов в один район определено их пространственной близостью [Шпикерман, 1998]. В пределах района по основному металлу выделены два рудных узла – меднорудный и цинково-свинцоворудный.

Агынджинский прогнозируемый меднорудный узел (3.1.1 Cu) выделен В. И. Шпикерманом [Мерзляков и др., 1987ф]. Включает перспективное рудопроявление меди Агынджа (V-5-4) и многочисленные пункты минерализации. Впервые медное оруденение на руч. Агынджа в виде двух пластов медьсодержащих песчаников было выявлено при ГСР-200 [Сурмилова и др., 1979ф]. Границы узла определяются разломами северо-западного простирания, ограничивающими выходы рудоносных образований. Общая протяженность узла с юго-востока на северо-запад – 15 км, максимальная ширина – 5 км. Площадь прогнозируемого узла – 70 км^2. Она включает в себя блоки рудоносных красноцветных базальтоидов и ассоциирующих с ними осадочных пород позднеордовикского возраста, а также блоки безрудных карбонатных пород девона. Общая площадь выходов рудносных осадочно-вулканогенных образований ордовика в пределах узла составляет 45 % или 32 км^2.

Медная минерализация распространена в сложнопостроенной осадочно-вулканогенной толще булкутского осадочно-вулканогенного комплекса позднего ордовика, прорванной многочисленными субвулканическими телами (силлы, штоки), комагматичными покровным вулканитам. Разрез меденосных образований представлен толщей переслаивания лавовых покровов (10–30 м мощностью), сложенных преимущественно красноцветными порфировыми трахиандезибазальтами, трахибазальтами, трахитами, их туфами, вулканотерригенными песчаниками и конгломератами, изредка пластами известняков и доломитов. В кластической фракции песчаников и конгломератов те же вулканиты, что и в покровах. Толща включает многочисленные межпластовые субвулканические тела. Субвулканическая фация представлена субпластовыми телами трахитов, трахибазальтов и трахиандезибазальтов мощностью до 30 м, нередко образующими пакеты силлов общей мощностью до 150 м, инъецированных вместе со штоками сиенит-порфиров в осадочно-

вулканогенный разрез. Верхняя часть разреза представлена преимущественно осадочными образованиями – пестроцветными песчаниками, светлыми доломитами, доломитовыми брекчиями, туфами и конгломератами. Значительная часть верхов меденосной толщи занята пластовым экструзивным телом мелкопорфировых трахитов-трахиандезитов.

Петрография и петрохимия рудоносных вулканитов указывают на их принадлежность к формации калиевых базальтов-трахитов повышенной щелочности. Детальный сравнительный анализ составов базальтоидов булкутского комплекса с островодужными и рифтогенными базальтами отчетливо показал принадлежность меденосных вулканитов к шошонитам, распространенным обычно в тыловых частях островных дуг и на активных окраинах континентов. От рифтогенных базальтов они отличаются значимо более высокими содержаниями глинозема и натрия, пониженными кальция, калия и стронция [Мерзляков и др., 1987ф]. Позднеордовикский возраст вулканогенной толщи определен на основании многочисленных находок граптолитов и конодонтов [Шпикерман и др., 1988]. Общая мощность меденосной осадочно-вулканогенной толщи в пределах узла – 800–1000 м [Мерзляков и др., 1987ф]. Толща пересечена серией даек долеритов и трахидолеритов раннемелового возраста (устное сообщение С. Н. Сычева, 2020 г.).

Проявления медного оруденения распространены повсеместно и присутствуют по всему разрезу ордовикской осадочно-вулканогенной меденосной толщи как в изверженных породах, так и в осадочных. Медное оруденение отмечается в базальтах, песчаниках, известняках в субвулканических (медно-порфировые руды) и гидротермальных жильных фациях. Содержание меди в рудах Агынджинского узла (поля) – от 0,1 до 10 %. В гнездах массивных халькопирит-борнитовых руд в кварц-карбонатных жилах установлены ураганные содержания меди- до 25 и даже до 44,4 % [Мерзляков и др., 1987ф; Кропачев и др., 1987ф]. В рудах выявлена устойчивая корреляция меди с серебром. Имеются также сведения о присутствии в некоторых рудах Агынджи золота [Мерзляков и др., 1987ф]. При ГДП-200 в 2020 г. на площади Агынджинского узла в нескольких пробах оруденелых пород золото было установлено атомно-абсорбционным анализом в содержаниях от 5 до 11 г/т (А. В. Рогов, С. Н. Сычев, О. Ю. Лебедева, 1921 г., письменное сообщение). Минеральные формы, геологические факторы контроля оруденения и корреляционные связи с медной минерализацией для золота не изучены.

Метасоматические изменения в Агынджинском узле представлены пропилитами и березитами. Пропилитизация иммет региональный характер и свойственна в большей степени покровам трахибазальтоидов. Березитизация – исключительно околорудный процесс, проявившийся в породах среднего состава. Березитизированные карбонатсодержащие породы ассоциируют с богатыми массивными рудами. Характернейший минерал березитизированных пород – пирит. Отмечено также, что красные меденосные трахиандезибазальты булкутского комплекса отличаются от зеленоцветных безрудных трахиандезибазальтов того же комплекса резко повышенным содержанием K_2O – от 6,1 до 9,0 % (средн. 8,2 %), против 3,7–5,7 % (средн. 4,6 %) в зеленоцветных при примерно одинаковых количествах окисного и закисного железа [Мерзляков и др., 1987ф]. В березитах, замещающих трахиты, у северо-западной

границы узла содержания K_2O достигают 12 %, практически при полном выносе натрия. Эти данные могут указывать на широкое проявление в пределах Агынджинского рудного узла калиевого метасоматоза. На это указывают также недавно полученные данные АГС-съемки, на которой Агынджинский узел отметился интенсивной калиевой аномалией (материалы Норильского филиала ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019 г.).

Авторская прогнозная оценка Агынджинского узла категории P_3 в количестве 5 млн т меди была сделана В. И. Шпикерманом в 1991 г. [Шпикерман и др., 1991ф]. Близкие по значениям авторские оценки прогнозных ресурсов (устное сообщение) были получены А. П. Кропачевым и А. Л. Коноваловым (ВСЕГЕИ), проводившими здесь геологические работы в рамках тематических исследований по изучению геологического строения Рассошинской структурно-формационной зоны в 1986–1988 гг.

При подготовке к изданию листа Q-55 ГК-1000/3 по результатам анализа ретроспективных материалов получены данные, позволяющие произвести переоценку прогнозных ресурсов меди категории P_3 Агынджинского рудного узла в пределах прогнозируемого Верхнебулкутского свинец-цинк-меднорудного района.

Прогнозные ресурсы категории P_3 Агынджинского прогнозируемого рудного узла (ПРУ) оценены методом аналогии. Представленный в Агынджинском узле рудоносный комплекс более всего отвечает меднорудным месторождениям в базальтоидах типа «мантос»*, широко распространенных в Южноамериканских Андах в Чилийско-Перуанской меденосной провинции [Sillitoe, Perello, 2005]. В имеющихся источниках нет сведений об узловом размещении месторождений типа «мантос» в пределах провинции. Они распространены в Береговой кордильере Анд и размещаются в основном в двух вулканических формациях – Lo Prado Fm. (ранний мел) и La Negra Fm. (поздняя юра). Сходство Агынджинского ПРУ с районами развития месторождений «мантос» в Чили весьма близкое, на что указывают следующие общие характеристики:

– обстановки надсубдукционного вулканизма;

– локализация оруденения в толщах базальтоидов, изливавшихся на дно мелководного морского бассейна и в их субвулканических телах;

– повышенная щелочность базальтоидов;

– стратифицированный характер рудоносных залежей;

– красноцветная окраска рудоносных вулканитов;

– наличие инъекций субвулканических и гипабиссальных магматических пород;

– разнообразие текстур руд с преобладанием эпигенетических;

– простой минеральный состав (борнит, халькопирит, халькозин, пирит);

– рудно-геохимическая ассоциация Cu с Ag;

– близкие содержание меди в рудных залежах (немного более 1 %) и др.

В качестве эталона при оценке прогнозных ресурсов принята площадь развития раннемеловой формации Lo Prado в Чили с месторождением

* Тип «мантос» на Государственной карте России выделяется впервые, в связи с чем в данной работе дается расширенное обоснование типизации прогнозируемого узла.

El Soldado в центре [Klohn et el., 1990; Boric et al., 2002]. Границы эталонной площади размером 15 км^2 определяются рудоконтролирующей системой разломов вдоль границы верхней и нижней толщ формации Lo Prado. В пределах этой площади, протягивающейся на 6 км в меридиональном направлении при ширине более 2 км (общая площадь 15 км^2), кроме карьера месторождения Lo Prado размещаются несколько подземных рудников – La Comuna, Quenes, Veta Negra, Veta del Aqua [Boric et al., 2002]. Сведений о ресурсах подземных рудников площади нет, поэтому для определения ее удельной продуктивности использованы только данные по ресурсам месторождения El Soldado – 476 млн т руды при содержании 1,11 % Cu (добыто и оставшиеся запасы), что соответствует 5,3 млн т меди [Sillitoe, Perello, 2005]. Удельная продуктивность эталонной площади при указанных параметрах – 350 тыс. т меди на 1 км^2.

Выбранная эталонная площадь по своим размерам отвечает рудному полю. Однако учитывая небольшую площадь распространения рудоносных вулканитов прогнозируемого Агынджинского узла (32 км^2), сравниваемые объекты вполне могут рассматриваться как одноранговые.

Для надежности определения удельной продуктивности площадей развития месторождений типа «мантос» привлечена еще одна площадь в районе другого чилийского месторождения – Mantos Blancos, общий ресурс меди в котором (добыча + остаточные запасы) составляет 500 млн т руды при содержании 1 % Cu [Ramirez at el., 2006], что соответствует 5 млн т меди. Границы рудного узла, главным месторождением которого является Mantos Blancos, определяются полем развития туфов средне-позднеюрской формации La Negra, в центре которого размещается экструзивный риолитовый купол, прорванный штоками диоритов позднеюрско-раннемелового возраста [Oliveros V. at. el., 2008]. В отличии от узла El Soldado, узел Mantos Blancos имеет изометричную форму, но примерно ту же площадь – 15 км^2. Его удельная продуктивность близка к El Soldado – 330 тыс. т меди на 1 км^2.

Для расчета принимаем среднее значение продуктивности двух эталонов – 340 тыс. т меди на 1 км^2.

В качестве прогнозных параметров для Агынджинского узла приняты следующие параметры:

– удельная продуктивность (m) – 340 000 т/км^2,

– среднее содержание Cu –1 %.

Прогнозные ресурсы категории P_3 Агынджинского рудного узла подсчитаны по формуле:

$$M = k \times S \times m$$

где: k – коэффициент подобия, S – площадь прогнозируемого узла, m – удельная продуктивность эталона (аналога).

Коэффициент подобия принимается равным 0,4. Площадь рудоносных образований в пределах Агынджинского узла – 32 км^2.

Ресурсы меди категории P_3 Агынджинского РУ составят:

$$0{,}4 \times 32 \text{ км}^2 \times 340\,000 \text{ т/км}^2 = 4\,352\,000 \text{ т меди.}$$

Прогнозные ресурсы P_3 рудной массы при содержании меди 1 % составят 435,2 млн т.

Содержание серебра в медных рудах Агынджинского узла варьирует от 1 до 150 г/т. Примерно в тех же пределах серебро содержится в рудах типа «мантос» Чили, однако средние содержания варьируют в меньших значениях – от 5 до 20 г/т [Sillitoe, Perello, 2005; Ramirez et. el., 2006]. Для Агынджинского ПРУ принимаем минимальное содержание – 5 г/т. Исходя из прогноза рудной массы, прогнозные ресурсы категории P_3 серебра составят:

$$4\ 35200000\ \text{т} \times 5\ \text{г/т} = 2180\ \text{т серебра.}$$

Прогнозные ресурсы Агынджинского узла категории P_3 меди – 4352 тыс. т, серебра – 218 т* апробированы экспертами ФГБУ ВСЕГЕИ и поставлены на учет (Паспорт учета перспективного объекта № 5661383).

Сереченский прогнозируемый цинково-свинцоворудный узел (с гипсом и серой) (3.1.2 Pb,Zn(g,S)) расположен в южной части района и включает колчеданполиметаллическое рудопроявление Догор (V-5-16), пункты минерализации свинца, цинка, меди, также месторождение гипса и ангидрита Сереченское (V-5-27) и проявление (V-5-24), пункты минерализации самородной серы.

Рудные объекты (колчедан-полиметаллические) локализованы в верхах булкутской свиты верхнего ордовика, прослеживаются от проявления Догор на юго-восток на протяжении более 15 км. Кроме колчеданного свинцово-цинкового оруденения, на площади узла выявлено рудопроявление меди (V-5-21) скарнового генезиса, связанное с небольшим Левосереченским гранитоидным штоком позднеюрского возраста (сугунский диорит-гранодиоритовый комплекс).

Серно-сульфатный комплекс представлен крупным, неучтенным ГБЗ месторождением гипса и ангидрита Сереченское и проявлением самородной серы Правосереченское. Формирование объектов серно-сульфатного комплекса началось в среднем девоне и продолжается в настоящее время [Шпикерман, 1998]. По месторождению Серечен протоколом № 390 ТКЗ ПГО «Якутскгеология» от 20 февраля 1991 г. утверждены запасы категории C_2 гипса и гипсоангидрита в количестве 29,79 млн т и 24,9 млн т соответственно. Запасы учтены только РБПО. Авторская оценка прогнозных ресурсов выражена следующими цифрами [Мерзляков и др., 1987; Мерзляков и др., 1987а,ф]: P_1 – 179,8 млн т, P_2 – 688 млн т, P_3 – 526,6 млн т.

Аргатасский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел (3.0.1 Au/J_3-K_1;Q) расположен на юго-востоке хр. Арга-Тас в междуречье Рассоха–Омчикчан у восточной рамки листа. Границы узла близки к Рассошинскому золотоносному узлу, выделенному в 1977 г. В. И. Мяснянкиным по своим работам (1975–1977 гг.) и работам В. В. Козловой (1933–1935 гг.), в основном по россыпному золоту. Узел объединяет рудопроявление золота Сахарымнан (V-6-24), ряд пунктов минерализации, россыпные проявления междуречья Рассоха–Омчикчан, также шлиховые ореолы золота и геохимические ореолы золота, мышьяка, редких земель.

---

* В паспорте № 5661383 допущена ошибка при подсчете прогнозных ресурсов, вследствие чего прогнозные ресурсы серебра занижены в 10 раз (218 т, вместо 2180 т) (*Прим. науч. ред.*).

В пределах узла основным рудоконтролирующим фактором является тектонический, представленный Арга-Тасским разломом и его оперяющими составляющими, к которым приурочены гидротермальные образования, также, возможно, дайки и силлы пикрит-габбрового верхнесахарымнанского комплекса, с которыми пространственно ассоциирует золотое оруденение (Сахарымнан и др.). Наиболее вероятно, что золото-сульфидно-кварцевые проявления имеют позднеюрский возраст и наложенный характер гидротермальной минерализации, а связаны они с келловей-оксфордской формацией натриевых базальтов повышенной щелочности (входит в состав илиньтасской группы осадочно-вулканогенных комплексов) [Шпикерман, 1998].

Для перспектив россыпной золотоносности немалую роль играет геоморфологический фактор. В горной части, в долинах водотоков возможна концентрация крупного и самородкового россыпного золота на выположенных отрезках долин, обусловленных литологическими или тектоническими факторами. При выходе из горной части изменяется продольный профиль рек Рассоха, Олгуя, Последний, Омчикчан и создаются условия, благоприятные для образования россыпей, в т. ч. из возможных промежуточных коллекторов – неогеновых отложений, развитых в предгорье хр. Арга-Тас [Мяснянкин, 1977ф; Сурмилова и др., 1979ф]. Севернее площади узла, на левобережье р. Рассоха территория менее перспективна на россыпное золото в связи со слабой шлиховой золотоносностью, неблагоприятными геоморфологическими условиями, значительным развитием ледниковых отложений, затрудняющих поиски россыпей.

На площади узла выявлен ряд мелкозалегающих россыпных проявлений золота. Длина россыпей – 1,5–6, до 10 км (р. Рассоха) и 16 км (р. Олгуя), ширина 10–20 м, редко 40 м, мощность торфов – 1,6–4,4 м, мощность песков – 0,2–1 м (до 2–2,2 м), среднее содержание золота – 1,51 г/м^3 (руч. Имсали), до 5–7 г/м^3 (реки Сахарымнан, Итакня). Золото в основном в виде пластинок, чешуек размером 0,2–3 мм, окатанность хорошая, средняя, отмечается золото рудного облика и самородки до 3456 мг (р. Рассоха) и 3470 мг (р. Итакня). Цвет желтый, соломенно-желтый, пробность шлиховая: от 793 до 827. По россыпи руч. Имсали и остальным россыпным проявлениям оценены прогнозные ресурсы категории P_3 в количестве 2,3 т золота [Мяснянкин, 1977ф].

К северо-западу на продолжении Арга-Тасского узла при провденеии ГДП-200 в 2017 г. в пределах Рассошинского гранитного массива среднепозднеюрского возраста (рассошинский гранитовый комплекс) сотрудниками ВСЕГЕИ С. Н. Сычевым, А. В. Роговым, В. С. Маклашевым были выявлены проявления молибдена, отнесенные авторами к золото-молибден-медно-порфировому типу (А. В. Молчанов и др., устное сообщение на Ученом совете ВСЕГЕИ, 1918 г.). В 2019 г. к северу от Рассошинского массива сотрудниками Норильского ВСЕГЕИ А. В. Полтавцевым и А. Н. Онищенко установлено медное жильное и прожилково-вкрапленное оруденение, отнесенное к той же золото-молибден-медно-порфировой системе, что в Рассошинском массиве (устное сообщение Ф. Д. Лазарева на Ученом совете ВСЕГЕИ, 1919 г.). По материалам этих работ был выделен прогнозируемый Урадан-Рассошинский золото-медно-молибденовый узел, прогнозные ресурсы которого находятся в стадии апробации. Эти данные подтверждают сделанный ранее прогноз

о возможности выявления в хр. Арга-Тас золото-медно-порфирового оруденения [Мерзляков и др., 1987ф; Шпикерман, 1998].

Индигиро-Колымская минерагеническая провинция

Индигиро-Колымская минерагеническая провинция в границах одноименной складчато-надвиговой системы заходит с соседних с юга и юго-востока территорий листов P-55 и P-56 и широкой полосой, пересекая изучаемую площадь в северо-западном направлении, переходит на листы Q-54 и R-55. Минерагеническая провинция занимает большую часть рассматриваемой площади. В пределах территории листа выделяются следующие минерагенические зоны: Момская прогнозируемая золотороссыпная (4 Au/N-Q), Уяндино-Ясачненская полиметаллическо-золото-сереброрудная (5 Ag,Au,Pb,Zn/J_3) и Таскано-Омулевская флюорит-серебро-полиметаллическая (6 Pb, Zn, Ag,fl/O-D;J_3;Q).

Момская прогнозируемая золотороссыпная минерагеническая зона **(4 Au/N-Q)** в структурном плане отвечает части Илинь-Тасского преддугового прогиба. Зона_представлена только своим юго-восточным флангом, в котором расположен *Делыгдинский прогнозируемый золотороссыпной узел* (4.0.1 Au), в границах, близких к выделенным Б. В. Кравцовым в 1977 г. В пределах узла выделены россыпные проявления и шлиховые ореолы золота, связанные с неогеновыми галечниками. В последних, в гальке гранитного и кварц-турмалинового состава, по результатам спектрозолотометрического анализа, содержание золота составляет от следов до 0,1–0,3 г/т [Кравцов, 1966ф]. Шлиховым опробованием и редкими шурфовочными линиями выявлена слабая золотоносность водотоков в виде россыпных проявлений (IV-2-6,9,12; IV-3-5) и шлиховых ореолов (IV-2-4, IV-3-3). Золото размером 0,4–1,2 мм и до 4 мм, содержание – от знаков до 1 г/м^3, мощность рыхлых отложений, по данным шурфовочных работ, до 17 м и более [Кравцов, 1966ф]. Прогнозируются мелкие неглубокие россыпи в нижних течениях водотоков [Кравцов, 1977ф], в верховьях и в местах развития ледниковых отложений мощность рыхлых образований резко увеличивается. Прогнозные ресурсы россыпного золота категории P_3 оценены в 2,4 т при следующих предполагаемых параметрах россыпей: мощность торфов – 50 м, мощность песков – 1 м, среднее содержание – 2 г/м^3 [Ахьяев и др., 1998ф].

Уяндино-Ясачненская цинк-свинец-золото-сереброрудная минерагеническая зона **(5 Ag,Au,Pb,Zn/J_3)** в структурном плане отвечает фрагменту Дарпирской тектоно-магматической зоны и представлена своей юго-восточной частью, которая заходит с территории листа Q-54 и в пределах листа Q-55 замыкается по границе с Таскано-Омулевской минерагенической зоной. На территории изучаенного листа Уяндино-Ясачненская зона расположена на левобережье р. Мома в полях развития преимущественно осадочно-вулканогенных отложений кюрэтерской свиты верхней юры с субвулканическими образованиями Буордахского массива у юго-восточной границы зоны. Юго-западная граница проходит по узкой полосе развития палеозойских терригенно-карбонатных пород. В расположенной севернее Момской зоне развиты терригенные отложения бастахской серии и угленосные нижнемеловые породы, а находящаяся юго-восточнее Таскано-Омулевская зона выполнена пре-

имущественно карбонатными палеозойскими и вулканогенно-осадочными верхнеюрскими образованиями. В пределах листа Уяндино-Ясачненская зона включает три прогнозируемых рудных узла.

Эрикитский прогнозируемый серебро-золоторудный узел (5.0.1 Au,Ag) расположен в междуречье рек Эрэкит (Эрикит) и Арга-Юрях. На площади узла известны два золото-серебряных проявления (IV-1-6,8), пункт минерализации золота и серебра (IV-1-9) и четыре россыпных проявления золота (IV-1-2,3,4,10). В площадь узла также входят верхние части шлиховых ореолов бассейнов рек Эрикит и Арга-Юрях (IV-1-1) и р. Кур (IV-1-5). СПР ТПИ РС (Я) на 1.01.2017 г. по Эрикитскому (Чалбыгскому) узлу учтены прогнозные ресурсы категории P_3: золота 1,7 т, серебра 300 т.

В шлиховых ореолах и прогнозируемых россыпях золото тонкопластинчатое, мелкое (0,1–0,3 мм). В связи с развитием ледниковых и водно-ледниковых отложений рыхлые отложения имеют большую мощность. Авторская оценка прогнозных ресурсов россыпного золота категории P_3 составила 5,22 т, при следующих принятых параметрах россыпей: мощность торфов – 80–120 м, песков – 0,8–1,2 м, среднее содержание – 3,12–4,29 г/м^3 [Ахьяев и др., 1998ф].

Кенгкелийский (Куранахский) прогнозируемый золото-медно-серебро-цинково-свинцоворудный узел (5.0.2 Pb,Zn,Ag,Cu,Au) выделен по компактной группе проявлений свинца и цинка, серебра, золота, железа, пунктов минерализации золота, меди и шлиховых ореола золота. Оруденение в пределах узла связано с Правоэрикитским гранитным массивом (колымский гранитовый комплекс). СПР ТПИ РС (Я) на 1.01.2017 г. по Кенгкелийскому (Куранахскому) узлу учтены прогнозные ресурсы категории P_3: свинца 20 тыс. т, цинка 56 тыс. т, серебра 200 т, меди 20 тыс. т.

Буордахский прогнозируемый олово-цинк-свинец-серебро-золоторудный узел (5.0.3 Au,Ag,Pb,Zn,Sn) содержит проявления золота, серебра (V-3-2), цинка, свинца, олова (V-2-3), свинца, цинка (V-2-5) и цинка, свинца (V-3-6), также ряд пунктов минерализации золота, свинца, цинка, меди. Основным рудоконтролирующим фактором является тектоно-магматический, представленный Буордахским разломом северо-западного простирания и магматическими образованиями улахан-чистайской группы комплексов и колымского гранитового комплексов. Основная часть рудных объектов приурочена к зонам дробления, окварцевания и сульфидизации северо-западного направления в кислых позднеюрских вулканитах, реже к субвулканическим образованиям Буордахского риолитового массива. СПР ТПИ РС (Я) на 1.01.2017 г. по Буордахскому узлу учтены прогнозные ресурсы категории P_3: золота 3 т, серебра 200 т, свинца 45 тыс. т, цинка 30 тыс. т.

Таскано-Омулевская флюорит-серебро-полиметаллическая минерагеническая зона **(6 Pb,Zn,Ag,fl/O–D;J$_3$;Q)** расположена в юго-восточной части территории листа, куда переходит с соседней с юга территории листа P-55 [Государственная … , 2016]. На листе P-55 зона выделена по наличию многочисленных стратиформных флюорит-свинцово-цинковых проявлений в палеозойских карбонатных толщах и позднеюрских серебро-полиметаллических проявлений. На территории листа Q-55 зона представлена северо-западным фрагментом и профиль зоны несколько меняется. Здесь выделены три прогнозируемых рудных узла: Сурагинский меднорудный (6.0.1 Cu), Верхнеомчик-

чанский вольфрамово-золоторудный (6.0.2 Au,W), Дорожненский цинково-свинцоворудный (6.0.3 Pb,Zn/O) и один прогнозируемый Омулевский золото-медно-вольфрамоворудно-россыпной узел (6.0.5 W,Cu,Au/O-D;J_3;Q).

Сурагинский прогнозируемый меднорудный узел (6.0.1 Cu) находится в верховье руч. Сурага на правобережье верхнего течения р. Рассоха. Выделен по близко расположенным рудопроявлениям (VI-4-1,2,3,4,5), пункту минерализации (VI-4-7) и аномалии (V-4-10) меди в донных отложениях.

Основным рудоконтролирующим фактором является тектонический – узел расположен в зоне влияния Дарпирского глубинного разлома. Оперяющие разломы северо-восточного и северо-западного простираний в пределах площади развития ордовикских отложений являются рудоподводящими. СПР ТПИ РС (Я) на 1.01.2017 г. по Сурагинскому узлу учтены авторские прогнозные ресурсы меди категории P_3 – 650 тыс. т.

Верхнеомчикчанский прогнозируемый вольфрамово-золоторудный узел (6.0.2 Au,W) находится на водоразделе рек Омчикчан, Омулевка и Рассоха и включает в себя проявление (VI-5-10), пункты минерализации золота (VI-5-6,12) и контрастный шлиховой ореол шеелита (VI-5-9). Узел расположен вдоль Кольдекчанского глубинного разлома и его западной составляющей. На юго-восточном фланге узла по разлому проходит контакт вулканогенно-осадочных верхнеюрских пород и карбонатных пород ордовика. В последних над невскрытым штоком кварцевых диоритов зафиксирована зона скарнов, которая окаймляется метасоматически измененными породами и пронизана дайками кварцевых диоритов. К зоне скарнов приурочено проявление золота Российское (VI-5-10). Авторская оценка прогнозных ресурсов золота категории P_2 составила 0,252 т [Шабанов и др., 1992ф].

Дорожненский прогнозируемый цинково-свинцоворудный узел (6.0.3 Pb,Zn/O) находится на левобережье р. Омулёвка, выделен В. И. Шпикерманом [Шпикерман, 1987]. В пределах узла на карту вынесены свинцово-цинковое проявление Дорожный (VI-6-11) и пункт минерализации (VI-6-12), которые сопровождаются контрастными геохимическими аномалиями свинца и цинка. Оруденение локализуется в известковых конгломерато-брекчиях тирехтяхской свиты верхнего ордовика. Размеры узла небольшие, но связь его с аномальной геохимической зоной, приуроченной к Кольдекчанскому разлому, расширяет его перспективы [Шпикерман, 1987; Хандожко и др, 1981ф].

Омулевский прогнозируемый золото-медно-вольфрамоворудно-россыпной узел (6.0.4 W,Cu,Au/O-D;J_3;Q) включает вольфрамовое проявление Омулевское (VI-5-35), россыпи шеелита по ручьям Пионер (VI-5-36) и Волнистый (VI-5-37), а также ряд пунктов минерализации вольфрама, меди, золота с мышьяком, свинца и цинка. На площади узла выделяется крупный шлиховой ореол шеелита (VI-5-27), также отмечаются шлиховые потоки реальгара и литогеохимические аномалии мышьяка в донных осадках. Авторская оценка прогнозных ресурсов Омулевского узла следующая: трехокись вольфрама категории P_2 – 0,57 тыс. т, категории P_3 – 0,22 тыс. т; золото категории P_3 – 0,08 т, россыпная вольфрамоносность: трехокись вольфрама категории P_1 – 11 т, категории P_2 – 47,4 т [Шабанов, 1992ф].

Верхояно-Колымская минерагеническая провинция

Верхояно-Колымская минерагеническая провинция захватывает юго-западную часть листа. В пределах рассматриваемой части провинции выделяются Дарпирская (Чибагалах-Эрикитская), Иньяли-Дебинская, Ольчано-Нерская и Тарынско-Тас-Кыстабытская минерагенические зоны. Территория данной минерагенической провинции изучена относительно лучше остальной части площади листа районирование ее проводилось в основном по данным предыдущих исследователей с соблюдением преемственности при выделении границ металлогенических подразделений и их названий.

Дарпирская (Чибагалах-Эрикитская) сурьмяно-серебро-золото-вольфрамово-оловорудная минерагеническая зона **(7 Sn,W,Au,Ag,Sb/J_3;Q)** выделена на листе P-55 [Государственная … , 2016], откуда переходит на изучаемую площадь и распространяется за ее пределы на северо-запад (лист Q-54), где она выделяется как Чибагалах-Эрикитская (золото)-вольфрамово-оловорудная. Зона протягивается в северо-западном направлении и пространственно совпадает с Главным колымским плутоническим поясом, который в основном определяет ее рудную специализацию. Кроме того, в юго-восточной части границы зоны определяются развитием позднеюрских вулканогенных образований улахан-чистайской группы комплексов. Главными рудоконтролирующими факторами являются магматический и гидротермально-метасоматический (грейзенизация, окварцевание, мусковитизация и т. д.). Северо-восточная граница зоны с Уяндино-Ясачненской и Таскано-Омулевской зонами проходит по Дарпирскому разлому, юго-западная – преимущественно по Иньяли-Дебинскому. На площади листа в пределах зоны, кроме олова, вольфрама, золота, также проявлено урановое оруденение (в южной части), реже отмечаются проявления свинца, цинка, единично – сурьмы и меди, висмута.

Дарпирская (Чибагалах-Эрикитская) зона в рамках исследуемой территории включает следующие узлы: Кур-Верхнеэрикитский прогнозируемый вольфрамово-оловорудный (7.0.1 Sn,W), Верхнеэрикитский (Правоинтахский) прогнозируемый золото-оловорудный (7.0.2 Sn,Au), Чугулукский прогнозируемый ураново-вольфрамово-оловорудный (7.0.4 Sn,W,U), Агейский прогнозируемый урановорудный (7.0.5 U), Гырбыньинский прогнозируемый олово-золоторудный (7.0.6 Au,Sn), Баджихарский прогнозируемый золото-сереброрудный (7.0.7 Ag,Au), Улахан-Нагаинский прогнозируемый ураново-оловорудный (7.0.8 Sn,U), Тахинский прогнозируемый оловорудно-россыпной (7.0.9 Sn), Ачмолачанский прогнозируемый сурьмяно-золоторудный (7.0.10 Au,Sb) и Дарпирский оловорудный (7.0.11 Sn).

Особое положение в составе зоны занимает Верхнетирехтяхский (Мэлтехский) золоторудно-россыпной (7.0.3 Au/J_3-K_1;Q) узел. В состав Дарпирской зоны он включен условно лишь по пространственному положению. По своему профилю (золоторудно-россыпной), формационному типу оруденения и рудоконтролирующим факторам узел соответствует профилю соседней Иньяли-Дебинской золоторудно-россыпной минерагенической зоне с возрастом оруденения поздняя юра – ранний мел и россыпной золотоносностью четвертичного возраста. В связи с этим, Верхнетирехтяхский узел проиндексирован отличным от зоны возрастом (J_3-K_1;Q).

Прогнозные ресурсы и минерагенический потенциал узлов Дарпирской (Чибагалах-Эрикитской) зоны приведены в прил. 2. Апробированы только прогнозные ресурсы категории P_3 коренного золота Гырбыньинского узла, по Ачмолачанскому узлу оценены только прогнозные ресурсы россыпной золотоносности, по Верхнеэрикитскому узлу оценка прогнозных ресурсов не проводилась.

В пределах минерагенической зоны вне узлов СПР ТПИ РС (Я) учтены авторские прогнозные ресурсы категории P_3 рудного поля проявления Осихат (VI-3-9) в следующем количестве (тыс. т): свинец – 700, цинк – 600, медь – 80 и рудного поля проявления Джапкачан (V-3-9): свинец – 30, цинк – 10; серебро – 300 т.

Иньяли-Дебинская золоторудно-россыпная минерагеническая зона **(8 Au/J_3-K_1;Q)** в структурном плане представлена частью Иньяли-Дебинского террейна в юго-западной части территории листа и распространяется за его пределы в северо-западном и юго-восточном направлениях. В пределах изучаемого листа находятся следующие узлы данной минерагенической зоны: Куобах-Багинский (Митрей-Онгохтахский золоторудно-россыпной (8.0.1 Au), Курский (Кур-Булгунняхский) золоторудно-россыпной (8.0.2 Au), Ылэнский золоторудно-россыпной (8.0.3 Au), Тунгырэнджа-Сиенский золоторудно-россыпной (8.0.4 Au), Урасинский (Амбардахский) золоторудно-россыпной (8.0.5 Au), Турахский золоторудно-россыпной (8.0.6 Au), Тунгусский (Делянкирский) золоторудно-россыпной узел (8.0.7 Au), Пикский прогнозируемый золоторудно-россыпной (8.0.8 Au), Хуламринский прогнозируемый золото-сереброрудный (8.0.9 Ag,Au) и Кысыльский золоторудно-россыпной (8.0.10 Au). Все узлы, кроме Хуламринского, собственно золотые, руднороссыпные, Хуламринский узел только рудный (без россыпей) и комплексный – серебро, золото. Авторские прогнозные ресурсы узлов Иньяли-Дебинской зоны приведены в прил. 2, кроме Кысыльского узла, по которому оценка ресурсов не проводилась.

Ольчано-Нерская золоторудно-россыпная минерагеническая зона **(9 Au/J_3-K_1; P; Q)** расположена юго-западнее Иньяли-Дебинской зоны, юго-восточный край Ольчано-Нерской зоны замкнут у южной границы листа, а северо-западный протягивается за пределы изучаемой территории, на площадь листа Q-54. В пределах зоны расположено большое количество россыпных месторождений различного ранга, россыпных проявлений, в меньшей степени рудных объектов ранга месторождений и проявлений. Исходя из этого, выделение узлов зоны было проведено в основном по россыпному золоту с учетом преемственности как в географических границах, так и в названиях. В пределах Ольчано-Нерской минерагенической зоны на площади изучаемого листа выделены следующие золоторудно-россыпные узлы: Тегергачи-Интахский (Нера-Балаганнахский) (9.0.1 Au), Антагачанский (9.0.2 Au), Бурустахский (9.0.3 Au), Ала-Чубукский (9.0.4 Au) и Хангаласский (9.0.5 Au). Прогнозные ресурсы узлов Ольчано-Нерской зоны приведены в прил. 2.

Тарынско-Тас-Кыстабытская цинк-свинец-олово-сереброрудная минерагеническая зона **(10 Ag,Sn,Pb,Zn/J_3)** расположена в юго-западном углу площади листа, куда она распространяется с территории соседнего листа – P-55, на западе переходит на площадь листа Q-54. В структурном плане зона отвечает части Кулар-Нерского террейна.

В пределах данной минерагенической зоны на площади листа расположен фрагмент *Тарынского цинк-свинец-олово-сереброрудного района* (10.1 Ag,Sn, Pb,Zn), который также перешел с территории листа P-55, и его контур в общих чертах повторяет контур вмещающей зоны. В южной части района выделен *Арга-Салинский прогнозируемый серебро-оловорудный узел* (10.1.1 Sn,Ag) с открытой южной границей, также перешедший с площади листа P-55. В пределах исследуемого листа на площади узла выделены три пункта минерализации олова, по пункту минерализации серебра, золота, висмута и три пункта минерализации графита. Оценка ресурсов узла на территории листа Q-55 не проводилась.

Вне минерагенических зон и районов выделен один узел – *Саканьинский прогнозируемый золотороссыпной узел* (0.0.1 Au/Q), расположенный в северо-западной части территории листа, в верхнем течении рек Чукча, Буор-Юрях и Бадяриха. Узел выделен по россыпному проявлению (II-1-2) и шлиховым ореолам золота (I-1-8, II-2-5,12). Содержание золота в шлихах – от одного до семи знаков, в пробе объемом 0,5 м^3 – до 70 знаков, золото мелкочешуйчатое размером 0,1–0,3 мм. Золотоносность связана с палеоген-неогеновыми галечниками и конгломератами, возможно, с меловыми когломератами [Климов и др., 1980ф], оценка ресурсов не проводилась.

Сводные данные минерально-сырьевого потенциала территории приведены в прил. 2.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА

Несмотря на многолетнюю интенсивную добычу россыпного золота, территория имеет перспективы на выявление новых россыпных объектов, также путем разведочных работ необходим перевод прогнозных ресурсов и запасов вновь выявленных и ранее известных рудных проявлений и мелких месторождений в разряд средних месторождений с последующей эксплуатацией (Хангалас, Келлям и другие). Весьма перспективно выявление крупного месторождения меди на проявлении Агынджа, среднего, возможно, крупного месторождения на колчеданно-полиметаллическом проявлении Догор и т. д. Перспективны проявления урана на Алазейском плоскогорье, также есть перспективы переоценки Сугунской группы урановых проявлений, возможна нефтегазоносность мезозойско-кайнозойских отложений в пределах Зырянского прогиба и т. д.

По результатам анализа ранее проведенных геологических, геофизических и поисковых работ рекомендуется постановка геологоразведочных работ на нижеследующих локализованных перспективных золотоносных площадях:

1) Бурустахский золоторудно-россыпной узел (всего запасов и прогнозных ресурсов – 183,96 т рудного и 7,61 т россыпного золота);

2) Хангаласский золоторудно-россыпной узел (всего запасов и прогнозных ресурсов – 30,59 т рудного золота и 1,1 т россыпного золота);

3) Ала-Чубукский золоторудно-россыпной узел: всего прогнозных ресурсов P_3 – 7 т рудного золота (апробированные) и 8,61 т россыпного золота (запасы и авторские прогнозные ресурсы P_1, P_2);

4) Тунгусский (Делянкирский) золоторудно-россыпной узел (всего запасов и прогнозных ресурсов – 197,6 т рудного и 1,56 т россыпного золота);

5) Гырбыньинский прогнозируемый олово-золото-рудный узел (всего запасов и прогнозных ресурсов – 25 т рудного и 0,72 т россыпного золота, 3 т рудного олова);

6) Агынджинский прогнозируемый меднорудный узел (прогнозные ресурсы категории P_3 – 4,352 млн т меди и 218 т серебра).

Наиболее перспективными первоочередными объектами с существующей развитой инфраструктурой, расположенными рядом с круглогодичной федеральной автодорогой «Колыма» (Якутск–Магадан) и действующих ЛЭП (ВЛ 220 кВ Аркагалинская ГРЭС – ПС Усть-Нера, ВЛ 110 кВ Аркагалинская ГРЭС – ПС Артык, ВЛ 110 кВ Аркагалинская ГРЭС – ПС Нера) являются Бурустахский, Хангаласский и Ала-Чубукский золоторудно-россыпные узлы. Первоочередным объектом является также Агынджинский меднорудный узел. Его ценность определяется значительными масштабами потенциальных объектов нетрадиционного для региона металла, способных в перспективе дать новый мощный импульс экономическому развитию восточных районов Республики Саха (Якутии).

На площади Бурустахского узла поисковые работы первой очереди рекомендованы на проявлениях Сержант, Горностай (оба представлены седловидными телами), Кольцевое (залежи) и Золотой Рог (минерализованные зоны дробления). Суммарные апробированные прогнозные ресурсы рудного золота Бурустахского узла категорий P_1, P_2 и P_3 соответственно составляют 38,33; 52,3, и 92 т.

Объектами разведочных и поисковых работ первой очереди на Хангаласской площади является само месторождение Хангалас (Распределенный фонд) и рядом расположенные рудопроявления.

В пределах Ала-Чубукской площади, несмотря на небольшие прогнозные ресурсы рудного золота (7 т), количество разведанного и добытого россыпного золота составляет более 20 т.

В пределах Агынджинского узла рекомендуется проведение поисковых и оценочных работ на всей площади.

Наиболее перспективными площадями для проведения ГДП-200 с общими поисками являются Тунгусский (Делянкирский) золоторудно-россыпной узел и Гырбыньинский прогнозируемый олово-золоторудный узел. Прогнозные ресурсы в первом случае составляют 197 т рудного золота, во втором 25 т рудного золота и 3 т рудного олова. Проведение ГДП-200 (листы Q-55-XXXIII,XXXIV – Улахан-Чистайская площадь) здесь в настоящее время сдерживает только отсутствие среднемасштабной гравитационной съемки.

На площади Тунгусского (Делянкирского) и Ала-Чубукского рудноросыпных узлов и Агынджинского прогнозируемого меднорудного узла подготовлены паспорта учета перспективных объектов и представлены в ФГБУ «ВСЕГЕИ» на экспертизу. По заключению эксперта С. Н. Калабашкина, паспорта Ала-Чубукской (паспорт учета № 5661083), Делянкирской (паспорт учета № 5661087) и Агынджинской (паспорт учета № 5661383) перспективных площадей рекомендованы для постановки на учет.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

На гидрогеологической карте России масштаба 1 : 2 500 000, подготовленной ВСЕГИНГЕО в 2008 г. [Гидрогеологическая … , 2008], территория листа Q-55 отнесена к Верхояно-Чукотской сложной мерзлотной складчатой области и расположена на стыке двух крупных гидрогеологических структур II порядка – Верхоянского мерзлотно-гидрогеологического массива и Колымо-Омолонской мерзлотно-гидрогеологической складчатой области. В мерзлотно-гидрогеологическом отношении территория листа с ее обширными наледями-тарынами, современными высокогорными ледниками, незамерзающими источниками – одна из самых уникальных на Северо-Востоке России.

На первом этапе (до 1935 г.) гидрогеологического изучения рассматриваемой площади особое место занимают исследования мерзлотно-гидрогеологических условий Северо-Востока СССР в целом и Северо-Востока Якутии в частности, проведенные в 1928–1929 гг. гидрографическим отрядом Якутской экспедиции АН СССР [Чирихин и др., 1935] и в 1930–1932 гг. Индигирской экспедицией Водостроя Наркомвода СССР [Материалы … , 1934].

Второй этап исследований (1935–1960 гг.) более конкретно направлен уже именно на подземные воды криолитозоны. Наиболее значимы здесь исследования Н. И. Толстихина [Толстихин, 1941], Н. В. Губкина [Губкин, 1944, 1952], П. Ф. Швецова [Швецов, 1951], А. И. Калабина [Калабин, 1960] и В. М. Пономарева [Пономарев, 1960].

Работы Н. В. Губкина [Губкин, 1944, 1952] по бассейну верхнего течения р. Колыма привели к решению важных вопросов общего характера. Было установлено, что подземные воды имеются в пределах практически всей области глубокого промерзания земной коры, как в горно-складчатых областях, так и в артезианских бассейнах.

Результатом многолетних практических исследований П. Ф. Швецова стала монография «Подземные воды Верхояно-Колымской горно-складчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой» [Швецов, 1951], удостоенная в 1952 г. Государственной премии СССР за открытие значительных по запасам и пригодных для водоснабжения месторождений подземных вод и установление закономерностей их формирования. Ученый зимой 1946–1947 гг. исследовал наледи в долине р. Мома, в т. ч. и Большую Момскую наледь. Именно П. Ф. Швецовым для выделения наледей, формирующихся за счет подземных источников, в научную литературу был введен якутский термин «тарын» [Гидрогеология … , 1970].

А. И. Калабиным были обобщены обширные материалы по подземным водам и мерзлым породам, полученные в связи с разведкой и эксплуатацией россыпных месторождений. В результате была опубликована работа «Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР» (1960 г.), в которой подробно рассмотрены закономерности формирования мерзлотных условий и подземных вод этой обширной области. В книге объяснены закономерности питания, стока и разгрузки подземных вод горных областей с разнообразной по суровости мерзлотной обстановкой. В ней рассмотрены особенности формирования наледей подземных вод, обосновано выделение особых мерзлотно-гидрогеологических структур, образованных благодаря промерзанию трещиноватых массивов скальных пород, впервые поставлены вопросы искусственного восполнения запасов подземных вод [Калабин, 1960].

Работами В. В. Шепелева, В. М. Пигузовой, О. Н. Толстихина [Пигузова и др., 1966; Толстихин, 1974; Шепелев, 1975; Методика … , 1975] и др. на третьем этапе (1960–1980 гг.) исследований доказано широкое распространение пресных вод глубокого подмерзлотного стока. Установлено, что подземные воды в разных гидрогеологических структурах, в различной степени промороженных, обладают весьма различными условиями формирования, питания и стока. Следствием этого является большое разнообразие состава и минерализации этих вод.

Фактическое подтверждение получили представления о преимущественном распространении наледей как результате излияний подземных вод, особенно в суровых, мерзлотных условиях. Получили разработку и были применены на практике основные приемы борьбы с нежелательным воздействием наледных явлений (мерзлотные пояса, каптаж источников и др.) на инженерные сооружения. Были разработаны приемы поисков месторождений подземных вод и их разведки, приемы и правила эксплуатации гидрогеологических скважин и каптажа источников в условиях многолетней мерзлоты. Утвердилось научное положение о том, что геолого-структурные условия являются и всегда остаются определяющими при формировании подземных вод, как в условиях отсутствия, так и наличия мерзлых толщ – криогенных водоупоров.

На наледях северного склона Момского хребта и на Большой Момской наледи в 1974 г. работали М. М. Корейша и А. К. Колосков [Седов, 2003]. М. М. Корейша по итогам своих многолетних исследований разработал систему наледей Верхояно-Колымской области [Корейша, 1991].

Результаты обзорных региональных гидрогеологических исследований тех лет нашли свое, в том числе и картографическое, отображение в сводных работах [Ресурсы … , 1967; Гидрогеология … , 1970; Гидрогеология … , 1972] и на обзорных картах территории Якутской АССР [Гидрогеологическая … , 1970; Карта … , 1970] и Северо-Востока СССР [Карта … , 1984].

Мелкомасштабные картографические гидрогеологические исследования по территории листа проводились только на рубеже 1950–1960-х годов силами Верхне-Индигирского РайГРУ из пос. Усть-Нера. По результатам этих работ была составлена полистная гидрогеологическая карта бассейна верхнего течения р. Индигирка масштаба 1 : 500 000 [Шишкина и др., 1960ф, 1961ф],

которая покрывала и три четверти листа Q-55. Карта сопровождается объяснительной запиской и подробным каталогом источников и наледей.

При подготовке к изданию листов Q-54,55 ГК-1000 новой серии Е. П. Сурмиловой по морфоструктурным и инженерно-гидрогеологическим условиям впервые было разработано гидрогеологическое районирование до ранга массивов и бассейнов. На обзорной мелкомасштабной гидрогеологической схеме выделялись Черский, Момский и Алазейский гидрогеологические массивы, разделенные Момо-Селенняхским и Ожогинским артезианскими бассейнами [Геологическая … , 1986].

Специализированные гидрогеологические исследования в отношении подземных вод проводились по одиночным скважинам в районе угольных месторождений бассейна р. Зырянка (с. Угольное) [Алстер и др., 1956ф; Ковалев и др., 1980ф] и на правобережье р. Нера – в районе ныне нежилого приискового поселка Победа [Салыкин и др., 1987ф] и для водоснабжения пос. Артык [Гайдукевич и др., 2013ф].

Для поверхностных водотоков имеются сведения о работе стационарных постов гидрологических наблюдений на р. Нера – Ала-Чубук, Артык, Бурустах за 1950–1962 гг. [Ресурсы … , 1967], по гидропосту Ала-Чубук – за 1982–1988 гг. [Сорокин и др., 1998ф]. Более обширный перечень станций и результаты наблюдений на территории листа указан только в ранних работах [Левин, 1956].

Самые многочисленные данные по химсоставу вод поверхностных водотоков и озер получены при изучении перспектив нефтегазоносности территории [Косолапов и др., 1964ф; Вольнов и др … , 1968ф; Чочиа и др … , 1971ф; 1974ф; Григорьева и др., 1989ф]. Больше 3000 гидрохимических проб было отобрано и проанализировано по территории листа в ходе средне- и крупномасштабных геологосъемочных работ. Наиболее плотно таким опробованием покрыто Алазейское плоскогорье (более 1000 проб) [Кац и др., 1975ф; Николаев и др., 1975ф] и правобережье р. Нера в районе плато Улахан-Чистай (около 800 проб) [Клочков и др., 1979ф]. Самые последние данные по химсоставу русловой воды р. Нера и отдельных ее притоков за 1975–1976 гг. приведены в отчете Бурустахского отряда по ГГС-50 [Сорокин и др., 1998ф].

Из современных обзорных карт, несущих информацию о гидрогеологии и криолитозоне, нужно отметить три работы. В 2008 г. специалистами ВСЕГИНГЕО была подготовлена гидрогеологическая карта России масштаба 1 : 2 500 000 [Гидрогеологическая … , 2008] в комплекте с рядом вспомогательных карт и схем разного масштаба. Выделенные на этой карте структуры I и II порядков положены в основу районирования территории листа Q-55. В 2015 г. коллективом геологов и географов Института мерзлотоведения им. П. И. Мельникова СО РАН (Якутск) была подготовлена инженерно-геологическая карта Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000 (в формате ArcGIS) [Спектор и др., 2015; Шестакова и др., 2016]. В настоящее время готовится к изданию гидрогеологическая карта Республики Саха (Якутия) аналогичного масштаба – первый этап работ, выполненный ГУ ГГП РС (Я) «Якутскгеология», закончен отчетом в 2016 г. [Сычевская и др., 2016ф].

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Климат

Климат на территории листа резко континентальный, с коротким теплым летом и продолжительной холодной зимой, его можно назвать антициклональным с отрицательным радиационным балансом, с нисходящим вертикальным движением воздуха. Среднегодовая температура воздуха составляет –14–16°, колебания сезонных составляют от +25–30° летом до –55–65°зимой. Среднегодовое количество осадков – 200–300 мм, наибольший их объем приходится на июль–август. Снежный покров устанавливается в конце сентября, высота его достигает 30–50 см. Снег сходит в середине мая – начале июня, в зависимости от экспозиции склонов. Наиболее достоверные сведения о регулярных климатологических наблюдениях известны за периоды 1939–1950 гг. и 1960–1980 гг. по метеостанциям Угун-Кюель (Арылах), Бурустах, Артык, Дарпир [Климатологический … , 1960; Научно-прикладной … , 1989].

Климатические особенности территории следует считать весьма благоприятными для развития многолетнемерзлых пород и неблагоприятными в отношении питания рек и пополнения запасов подземных вод.

Поверхностные воды

Реки. Вся речная сеть района относится к системе Восточно-Сибирского моря. Основные реки – Индигирка (небольшой фрагмент (~120 км) на северо-западе территории листа) и Алазея (истоки (~15–20 км в северо-восточной части площади листа). Кроме них известно около 30 рек, имеющих протяженность более 100 км, часть из которых относится к системе р. Колыма. Крупные притоки р. Индигирка в пределах листа – Мома, Буор-Юрях (с р. Метис (Мятись), Бадяриха, Нера (небольшой фрагмент в юго-западной части территории), Селеннях (небольшой фрагмент на северо-западе) и др. У р. Нера в пределах площади листа только три крупных притока – Андыгычан, Артык и Делянкир. Не менее трех крупных притоков протяженностью более 100 км принимает слева и р. Мома – реки Эрэкит (Эрикит), Буордах и Тирехтях (Момский).

Система р. Колыма представлена только ее левыми притоками, сама река течет восточнее площади листа. Крупные притоки р. Колыма в пределах листа – реки Ожогина, Седедема (Федотиха), Зырянка, Рассоха и Омулевка (две последние – через р. Ясачная). Довольно крупный приток (р. Кыллах с устьем за рамкой листа) слева принимает и р. Седедема (Федотиха). Река Ожогина принимает около 10 крупных притоков – реки Силяп, Дойду, Арга-Юрях, Кынгырайдах, Чечелюгюн (Ыгыре), Бургалы (Санга), Сулаккан, Делькю и Хоска. Характерно, что только реки Дойду и Хоска впадают в р. Ожогина слева, остальные же притоки – правые и формируются в горах Момского хребта.

Режим и водообильность рек территории (а также озер, запасы, качество и формы проявления подземных вод) определяются климатом, рельефом, геологическим строением и многолетней мерзлотой.

Многочисленные поля наледей по долинам рек представляют собой упор, который на долгое время предохраняет пойму от влияния эрозионной деятельности. Наледи в долинах рек являются местным базисом эрозии, регулирующим течение и общее развитие эрозионно-денудационных процессов.

Озера. На территории листа в пределах Абыйской и Колымской низменностей (долины Бадярихи и Ожогиной) – сотни озер. Из них в южной части Абыйской низменности наиболее крупные – Соломойдох (~20 км^2), Нагарадалах (~16 км^2), Мундыгая (~14 км^2), расположенные на стрелке р. Индигирка и ее правого притока – р. Буор-Юрях. В долине р. Ожогина (юго-восточные фланги Колымской низменности) крупные озера – Улахан-Эбе (Кумула, ~36 км^2) и Оргулах (~24 км^2) расположены на левобережье реки. В долине р. Мома озер меньше, наиболее крупное из них – Улахан-Кюель расположено на правобережье реки в 20 км севернее с. Сасыр. Из озера истекает незамерзающий источник с дебитом, превышающим 3 м^3/с. При температуре воздуха –41 °С в источнике фиксировалась температура воды 6,2–8,3 °С [Швецов, 1951]. В горных районах хр. Улахан-Чистай тоже есть озера, среди которых крупное озеро Дарпир в истоках р. Дарпир-Сиен – длина озера превышает 10 км при ширине до 2 км. Объем пресной воды в озерах Мал. Дарпир и Дарпир соответственно оценивается в 41,50 и более 350 млн м^3, а их установленная глубина – 30 и 40 м [Калабин, 1960]. Другие горные озера (Тунгырэндя, Бугачан, Буюнгда и пр.) менее крупные. Интересны озера в осевой части Момского хребта, такие как Прозрачное (син. – Хрустальное, Серечен) в истоках р. Серечен и оз. Тургояк на водоразделе рек Зырянка и Бочера. По оз. Прозрачное (Серечен) оценены в авторском варианте запасы пресной воды в количестве 30 млн м^3 [Сурмилова и др., 1979ф].

Наледи

В пределах территории листа широко развиты процессы наледеобразования, связанные с выходами подмерзлотных и межмерзлотных, а также надмерзлотных вод, и формирующие в зимние периоды многочисленные наледи, количество которых на территории только неполной (три четверти) площади листа по кадастру В. Ф. Шишкиной и соавторов превышает первые сотни [Шишкина и др., 1961ф]. В силу геологического облика территории происхождение наледей тесно связано со сквозными водоносными таликами, по которым восходят теплые подмерзлотные и межмерзлотные воды. Происхождение таких таликов в меньшей степени зависит от количества выпадающих осадков и гидрологического режима рек. Особенно многочисленные наледи наблюдаются в долинах рек Эрэкит (Эрикит), Кур, Андыгычан, Мома, Булкут, Делькю.

Наледи Момского хребта довольно четко группируются в две линии. Первая, включающая не менее 14–15 наледей по правобережью р. Мома, тяготеет к зоне разлома Улахан. Площадь этих наледей оценивается не менее чем в 60 км^2, а суммарный дебит питающих источников – в 5500 л/с. Наледи северных, северо-восточных и восточных склонов Момского хребта, образующие другую линию, имеют суммарную площадь около 40 км^2 при дебите 3600 л/с [Гидрогеология … , 1970].

В долине р. Мома располагается одна из крупнейших наледей мира – Большая Момская наледь (Улахан-Тарын), занимающая при максимальном развитии в конце зимнего периода площадь 85,5 км^2 [Государственная … , 1964] и более 90–112 км^2 при толщине льда до 5–6 м. Наледь протягивается на расстояние свыше 35–40 км при максимальной ширине до 3,5–4 км, а объем льда в ней оценивается в 250 млн м^3, достигая 300 млн м^3 (по некоторым оценкам до 400–500 м^3 (И. И. Агафонов и др., 1933 г.) [Швецов, 1951]. Объем льда в верхней наледи на р. Эйемю составляет к концу зимы 15 млн м^3 [Швецов, 1951], Дебиты источников на р. Эйемю в устье и в 20 км от устья составляют 0,224–0,558 и 0,5 м^3/с, а струя теплой подмерзлотной воды в русле р. Мома сразу выше Большой Момской наледи, имеет дебит 2,85 м^3/с [Швецов, 1951].

Объем льда в наледи по р. Булкут возле устья р. Трюлинья оценивается не менее чем в 6 млн м^3 [Сурмилова и др., 1979ф].

Другая группа наледей проявлена у начала р. Рассоха – в районе слияния рек Хара-Уулах, Сугун (Сумун) и Улахан-Нагаин. При суммарной площади этих наледей в 72 км^2, дебит питающих их источников оценивается не менее чем в 3900 л/с [Гидрогеология … , 1970]. Многочисленные наледи формируются по долине р. Тирехтях (Момский), по р. Андыгычан и притокам, по рекам Кур и Эрэкит (Эрикит), по долине р. Улахан-Нагаин и другим рекам.

Многолетняя мерзлота

Вся территория листа расположена в зоне развития многолетнемерзлых пород (ММП). На гидрогеологической карте России 2008 г. вся территория листа – зона сплошной мерзлоты [Гидрогеологическая … , 2008]. Нижняя граница ММП, по разным прямым и косвенным данным, варьирует в широких пределах: от 150–200 (165) до 300–400 и более (417) м.

В процессе бурения скважин глубиной до 375 м в районе угольных месторождений бассейна р. Зырянка [Алстер и др., 1956ф] нижняя граница ММП установлена в интервале 165–240 м, причем две ранее пробуренные там же скважины (1951 г.) не вышли из зоны ММП на глубинах 223 м и 270 м [Калабин, 1960].

Нижняя граница ММП в трех структурно-параметрических скважинах на севере территории, близ р. Индигирка составляет 356 м, 380 м и 417 м (прил. 5, скважины 1 (272-03), 2 (272-01), 3 (272-02) [Соловьёв и др., 2006ф]).

Расчетная нижняя граница ММП, вычисленная по геотермической ступени в скважине глубиной 128 м в пос. Артык, оценивалась в 293 м (1949 г., данные Аркагалинской метеостанции ВНИИ-1) [Калабин, 1960]. Буровые скважины глубиной до 120 м в Делянкирской (Верхненерской) впадине из зоны ММП не вышли [Петрашевич и др., 1990ф, Зарубин и др., 2004ф]. По данным электрозондирования, мощность ММП там оценивается в 150–200 м [Куковский и др., 2006ф; Орлов и др., 1954]. Поисковые скважины на рудопроявлениях Бурустахского рудно-россыпного узла максимальной глубиной 160 м из зоны ММП тоже не выходили [Донварь и др., 2012ф]. Пробуренные в 2013 г. поисковые скважины (ООО «Станнолит») в районе золоторудного проявления Тунгусское (семь скважин максимальной глубиной до 250 м) также не

достигли нижней границы ММП [Гусев и др., 2014ф]. В этой части площади только ранее пробуренная скважина возле нежилого приискового поселка Победа достигла горизонта подмерзлотных вод на глубине 257 м [Салыкин и др., 1987ф]. Штольни, пройденные при разведке Дарпирского оловорудного месторождения и Сугунской группы урановых месторождений (до 266,8 м), из зоны ММП не выходили. Поисковые (на урановое оруденение) скважины на Алазейском плоскогорье глубиной 120–220 м из зоны ММП тоже не вышли [Березнев и др., 2015ф].

Уменьшение мощности мерзлоты происходит в наиболее пониженных участках рельефа (речные долины) и южной части территории листа, а увеличение – на возвышенных участках (центральная часть листа). Сезонная амплитуда колебаний температур многолетней мерзлоты затухает на глубине 15–20 м. Сезонно-талый слой (в зависимости от топографии местности, геологических условий и характера растительного покрова) имеет мощность от 0,1–0,4 до 2–3 м, достигая в долинах 4–5 м [Шишкина и др., 1961ф], а в районе угольных месторождений Зырянки даже и 7,2 м [Чочиа и др., 1971ф].

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Гидрогеологические структуры

Большая часть территории листа расположена в пределах Колымо-Омолонской мерзлотно-гидрогеологической складчатой области и лишь незначительная часть площади на юго-западе относится к Верхоянскому мерзлотно-гидрогеологическому массиву. Обе структуры II порядка, являясь составными элементами одной гидрогеологической структуры I порядка – Верхояно-Чукотской сложной мерзлотной складчатой области.

XII-В. Колымо-Омолонская мерзлотно-гидрогеологическая складчатая область (МГСО) имеет сложное блоково-складчатое строение и представляет собой чередование приподнятых и опущенных участков, ограниченных глубинными разломами. К этой области относится практически вся территория листа – к востоку от Чай-Юреинского разлома. В пределах области на территории листа выделяются структуры III порядка (бассейны): Индигиро-Колымский и Алазейский межгорные криоартезианские, Индигиро-Зырянский криоартезианский, Момский мерзлотно-гидрогеологический, Яно-Колымский мерзлотно-гидрогеологический напорных вод. Границы этих бассейнов условны, пока не идентифицированы и на схеме не показаны.

Установленная бурением мощность зоны ММП на территории области в пределах площади листа колеблется от 165 м (бассейн р. Колыма, южный фланг Колымской низменности) до 417 м (бассейн р. Индигирка, южный фланг Абыйской низменности). Вероятно, в наиболее приподнятых областях горных хребтов она достигает 500 м и более. Под руслами и поймами крупных рек развиты сквозные и замкнутые талики, широко распространены наледи. В верховьях горных рек с наледями повсеместно связаны небольшие полыньи. В среднем течении рек с хорошо разработанными долинами полыньи преобладают над наледями или последние вообще не встречаются.

XII-А. Верхоянский мерзлотно-гидрогеологический массив (МГМ) протягивается в меридиональном направлении на расстояние 2000 км, а в широтном – от 500 до 1300 км. Он характеризуется большими размерами, сложной формой в плане, широким развитием внешних зон и отсутствием внутренних, наличием складчатости. К Верхоянскому МГМ на территории листа относится небольшой фрагмент структуры III порядка – Нагорно-Верхоянского мерзлотно-гирогеологического бассейна с локальными впадинами в юго-западной части (бассейн р. Нера к западу от Чай-Юреинского разлома). Границы бассейна условны и на схеме не показаны. Установленная бурением мощность зоны ММП на правобережье р. Нера – 257 м, в Делянкирской впадине по данным электрозондирования она оценивается в 150–200 м.

Гидрогеологические подразделения

На гидрогеологической схеме показаны гидрогеологические подразделения *(7)*, среди которых выделены две группы: первая объединяет стратифицированные водоносные комплексы *(2)*, вторая – условно стратифицированные водоносные зоны трещиноватости в отложениях разного возраста *(4)* и в магматических породах *(1)*. Вторая группа по сути представляет собой мерзлотно-гидрогеологические водоупорные горизонты, в которых воды проморожены как частично, так и преимущественно полностью.

Стратифицированные водоносные комплексы

Неогеновый субкриогенный водоносный комплекс (N) имеет весьма ограниченное распространение на территории Верхоянского МГМ (Делянкирская впадина) и более распространен в Колымо-Омолонской МГСО. В гидрогеологическом отношении слабо изучен. Можно предположить, что отложения обладают высокой водообильностью, если их мощность превышает мощность многолетнемерзлых пород или имеются талики. Данные о подмерзлотных и межмерзлотных водах этого комплекса не известны. Надмерзлотные воды комплекса в бассейне р. Рассоха – сульфатно-гидрокарбонатные, магниево-кальциевые с минерализацией до 0,07 г/дм^3 и гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией 0,02–0,03 г/дм^3 [Сурмилова и др., 1979ф]. Надмерзлотные воды неоген-четвертичных отложений восточных предгорий Момского хребта в бассейне правых притоков р. Ожогина характеризуются следующей формулой [Бобров и др., 1981ф]:

$$M_{0,05}\ \frac{HCO_3\ 78\ Cl\ 11\ SO_4\ 11}{Na\ 45\ Ca\ 34\ Mg\ 21}\ \ pH\ 6{,}6–7{,}4.$$

Меловой субкриогенный водоносный комплекс (K_{1-2}) развит в пределах распространения субконтинентальных отложений мела, где расположена крупная зона разгрузки подземных вод, обрамляющая с севера, северо-востока и востока Момский хребет (Колымо-Омолонская МГСО). Свидетельством высокой водообильности описываемого комплекса являются многие крупные

наледи, в формировании которых можно ожидать значительное участие наряду с водами меловых отложений и воды юрских и неогеновых пород. К ним относятся в частности гигантская наледь (Момский Улахан-Тарын), образование которой может быть обусловлено только подтоком подмерзлотных вод производительностью не менее 10 000 л/с [Швецов, 1951]. Суммарный дебит источников, образующих наледи этой зоны, оценивается не менее чем в 3700 л/с [Чочиа и др., 1971ф]. Питание подземных вод осуществляется в пределах Момского хребта, сложенного юрскими отложениями, однако транспортировка и разгрузка вод происходят уже в меловом водоносном комплексе. По составу они пресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые. Лишь в одной наиболее минерализованной пробе (3,46 г/дм^3) чуть западнее рамки листа состав воды оказался сульфатно-гидрокарбонатным, натриевым (формулы химсостава приведены ниже). Состав растворенных в воде газов указывает на формирование ее в зоне свободного водообмена. Верхняя часть комплекса вскрыта скв. 545 глубиной 15,7 м (долина р. Зырянка, в 8 км северо-западнее с. Угольное, месторождение Верхне-Колымское (IV-6-12) [Ковалев и др., 1980ф]. Удельный дебит скважины в ходе опытно-фильтрационных работ составил 12 л/с × м. Ранее приводимые данные об опытных откачках на одной из скважин в этом районе показывали приток воды в пределах 0,75–1,8 м^3/сут, при этом поглощение промывочной воды в песчаниках составляло 10–50 м^3/сут [Попов, 1961]. Уровни межмерзлотных подземных вод близки к поверхности и составляют первые метры. По характеру циркуляции воды относятся к поровым и порово-пластовым.

Химсостав воды из этого комплекса может быть охарактеризован двумя пробами: из озера в 20 км восточнее с. Крест-Майор (нежил.) и из протоки р. Индигирка в районе установленного выхода горючих газов (50 м выше устья р. Уструктах-Юрюете – правый приток р. Индигирка с устьем в 14 км западнее рамки листа) [Чочиа и др., 1971ф]:

$$M_{0,049}\ \frac{HCO_3\ 96\ Cl\ 4}{Ca\ 60\ Mg\ 32\ Na\ 8}\ t° = 17\ C° \qquad M_{0.041}\ \frac{HCO_3\ 96\ SO_4\ 4}{Ca\ 58\ Na\ 28\ Mg\ 19}\ t° = 16\ C°$$

Химсостав наиболее минерализованной пробы воды из нисходящего источника (дебит – 0,05 л/с), дренирующего нижнемеловые отложения в 9 км западнее рамки листа на правом берегу р. Индигирка, следующий [Чочиа и др., 1971ф]:

$$M_{3,5}\ \frac{HCO_3\ 61\ SO_4\ 39}{Na\ 94\ Mg\ 5\ Ca\ 1}\ t° = 10\ °C$$

Условно стратифицированные водоносные зоны трещиноватости

Субкриогенная водоносная зона трещиноватости меловых отложений (K_{1-2}) на Алазейском плоскогорье (Колымо-Омолонская МГСО) представлена вулканическими и терригенными породами – риолитами, андезитами, базальтами, песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками. Зона практически не

изучена. Формула химсостава надмерзлотных вод этой зоны, разгружающихся в узких ложбинах и долинах небольших водотоков, приведена в отчете по ГГС-50 [Алешко и др., 1984ф]:

$$M_{0,04}\ \frac{HCO_3\ 81\ Cl\ 19}{(Na + K)\ 65\ Ca\ 25}$$

Субкриогенная водоносная зона трещиноватости юрских отложений (J) изучена большей частью только на Момском хребте (Колымо-Омолонская МГСО), где она сложена алевролитами, песчаниками и аргиллитами бастахской серии и вулканогенно-осадочными породами илиньтасской свиты. Породы в различной степени дислоцированные, трещиноватые. Подземные воды относятся к трещиноватому и трещинно-жильному типам. Обводнена значительная по мощности трещиноватая зона, залегающая ниже многолетнемерзлых пород. Косвенные представления о водообильности пород дают крупные наледи на территории листа. Суммарный дебит источников, формирующих наледи в долинах левых притоков р. Мома, оценивается более чем в 570 л/с [Чочиа и др., 1971ф], на правобережье р. Мома – 5500 л/с, а дебит источников на восточных склонах Момского хребта – 3600 л/с [Гидрогеология … , 1970]. Химический состав подземных вод зоны формируется в довольно однородных по литологическому составу породах. Вода пресная, сумма минеральных веществ в ней обычно варьирует в пределах первых десятков миллиграмм на 1 литр. Состав воды в области развития вулканогенно-осадочных отложений илиньтасской свиты магниево-кальциевый, натриево-кальциевый с минерализацией не выше 0,15 г/дм^3 [Сурмилова и др., 1979ф]. Воды терригенных отложений бастахской серии – гидрокарбонатные кальциевые, иногда сульфатные, натриевые. Формула химсостава воды на восточном склоне Момского хребта в одном из притоков р. Делькю следующая [Чочиа и др., 1971ф]:

$$M_{0,23}\ \frac{HCO_3\ 83\ SO_4\ 10\ Cl\ 7}{Ca\ 50\ Mg\ 33\ Na\ 17}\ pH\ 8,0.$$

Родниковые воды в юрских отложениях на Алазейском плоскогорье имеют невысокую степень минерализации. Источник в среднем течении р. Эгелях, выявленный при ГС-200 в начале 1970-х годов, характеризуется следующей формулой [Кац и др., 1975ф]:

$$M_{0,11}\ \frac{SO_4\ 80\ HCO_3\ 20}{Ca\ 70\ Mg\ 26\ (K + Na)\ 4}\ pH\ 6,9.$$

Субкриогенная водоносная зона трещиноватости триасовых отложений (T) распространена только в юго-западной части листа (Верхоянский МГМ). Сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, туфоалевролитами, редко – известняками. Породы подверглись сильному диагенезу. Подземные

воды относятся к трещинному типу. Вероятно, обводнены сравнительно маломощные трещиноватые зоны.

Подмерзлотные воды этой зоны вскрыты скважиной на руч. Проходной (левый приток р. Курун-Агылык выше нежилого приискового поселка Победа) на глубине 257 м. Мощность водоносного горизонта – 10 м, водообмен затрудненный, режим фильтрации застойный, дебит скважины – 0,074 л/с. Минерализация воды высокая – 72 г/дм^3, среда умеренно кислая – pH = 4,63. Химический состав воды – сульфатный магниевый и хлоридный натриевый [Салыкин и др., 1987ф; Сорокин и др., 1998ф; Зарубин и др., 2004ф].

Межмерзлотные подземные воды этой зоны вскрыты там же в инт. 151–175 м. Они представлены линзой переохлажденных крепких умеренно кислых сульфатных железо-магниевых рассолов с минерализацией 220,8 г/дм^3, pH 5,12. Воды напорные, статический уровень установился на глубине 98 м, дебит скважины – 0,001 л/с [Салыкин и др., 1987ф; Зарубин и др., 2004ф]. По другим данным, минерализация этих вод составляет 211,8 г/дм^3 [Сорокин и др., 1998ф].

Таликовые воды этой зоны изучены в районе пос. Артык, где на глубинах до 25 м в таликовой зоне р. Нера выявлено Артыкское месторождение (VI-2-42) с максимальным дебитом до 269 м^3/сут (сред. – 193 м^3/сут) [Гайдукевич и др., 2013ф]. По химическому составу воды – сульфатно-гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые, весьма пресные, с минерализацией от 0,07 до 0,12 мг/дм^3.

Субкриогенная водоносная зона трещиноватости палеозойских отложений (PZ) широко распространена на территории, относящейся к Колымо-Омолонской МГСО. Сложена известняками, доломитами, сланцами, туфопесчаниками, известковистыми песчаниками. Отложения интенсивно дислоцированы и диагенетически изменены. По характеру циркуляции подземные воды этой зоны относятся к трещинному, трещинно-карстовому и трещинно-жильному типам. Немногочисленные сведения о водообильности отложений указывают на определенную неравномерность распространения в них подземных вод, что возможно, объясняется особыми условиями их питания в зоне многолетнемерзлых пород и глубоким промерзанием междуречных пространств горных сооружений. В таких условиях подземные воды неизбежно должны быть локализованы в отдельных трещиноватых зонах, находящихся в аномальной геотермической обстановке, под отепляющим воздействием речных вод. Формирование небольших наледей в юго-западной части листа позволяет судить о водообильности пород и свойствах воды. Исходя из существенного преобладания терригенного состава водоносных пород и общих гидрогеологических условий, можно ожидать, что в них развиты преимущественно пресные воды гидрокарбонатного кальциевого или натриевого состава. В то же время именно с палеозойскими породами связываются два наиболее минерализованных источника в пределах листа. Это источник Мезон на левобережье р. Мома и источники на руч. Серный в бассейне р. Омулёвка.

Источник Мезон (IV-2-5) был выявлен в 1965 г. геологами Далыгдинской партии ВИГРЭ на правом борту р. Улахан-Тумул (левый приток р. Мома в 15 км ниже Большой Момской наледи), в 500 м ниже устья руч. Мезон,

в 4–6 км ниже гидроотметки 479 м). Вода двумя каналами 3–4 см и 1,5–2 см в диаметре (один постоянный, другой пульсационный) истекала из воронки диаметром 1 м у подножья 10-метровой террасы второго уровня. Формула химсостава воды из источника следующая [Кравцов и др., 1966ф]:

$$M_{11,07}\ \frac{Cl\ 95{,}8\ HCO_3\ 4{,}2}{(Na + K)\ 95{,}7\ Ca\ 2{,}7\ Mg\ 1{,}6}\ pH\ 6{,}9\ t° = 6{,}4\ °C.$$

Дебит источника оценивался в 30 л/мин. В воде были установлены также Br (0,53 мг/дм^3) и J (0,1102 мг/дм^3). Нафтеновые кислоты не определялись. При повторных обследованиях уже в 1966 г. гидрогеологами Института мерзлотоведения СО АН СССР (Якутск) (В. М. Пигузова, В. В. Шепелев) и позднее – в 1969 г. (О. Н. Толстихин) этот источник обнаружить не удалось [Гидрогеология … , 1970], хотя в 1965 г. геологами-съемщиками рядом отмечались еще и другие источники*.

Источники на руч. Серный (VI-5-46) (правый приток р. Омулёвка в 1,5 км ниже устья руч. Пропасть) в 1 км от устья были выявлены геологами Нижне-Урультунской партии ЗГПУ (пос. Сусуман) в августе–сентябре 1945 г. Повторно обследовались А. А. Николаевым при снежном покрове 12 мая 1946 г. [Николаев и др., 1948ф]. Источники сопровождались сильным запахом сероводорода, у их выходов была развита желтовато-серая слизистая масса, а породы оказались покрыты налетами серы, общий дебит оценивался в то время в 4–5 л/с. Химанализ воды тогда не производился. В июле 1980 г. источник повторно обследован уже с отбором проб гидрогеологическим отрядом Берелехской ГРЭ ПГО «Севвостокгеология». Общий дебит (около 25 грифонов) источника был заново оценен уже в 3 раза больше – 10–15 л/с, а формула химсостава воды представлена в следующем виде [Хандожко и др., 1981ф]:

$$M_{1,05}\ \frac{SO_4\ 80\ HCO_3\ 20}{Ca\ 83\ Mg\ 17}\ pH\ 6{,}4\ t° = 3\ °C.$$

Минерализация источников, формирующих наледи среди площадей распространения палеозойских отложений верхнего течения р. Зырянка, колеблется в инт. 0,07–0,45 г/дм^3 при pH = 7,2–8,05. Наиболее минерализованные источники в долинах р. Сарынь и руч. Горный имеют следующий состав воды [Алешко и др., 1974ф]:

---

* В 30–35 км южнее источника Мезон, в долине руч. Малый (левый приток р. Кенгкели) известны ещё два источника: один в 0,6 км ниже устья руч. Монета (с резким сероводородным запахом), второй (с повышенным содержанием урана в воде) в 3 км выше по течению от первого. Ещё в 5–6 км южнее – в верхнем течении руч. Каменный (левый приток р. Кенгкели), в районе устья руч. Крутой известны три источника с суммарным дебитом 400–500 л/мин, вода которых характеризуется солоновато-кислым привкусом и повышенным содержанием урана [Кравцов и др., 1966ф].

$$M_{0,42}\ \frac{SO_4\ 61\ HCO_3\ 38}{Ca\ 63\ (K+Na)\ 22)\ Mg\ 15}\ pH\ 7{,}3–7{,}5.$$

Субкриогенная водоносная зона трещиноватости позднеюрско-меловых (γJ_3–K) *магматических образований (гранитные батолиты и крупные субвулканические массивы)* представлена гранитами, гранит-порфирами, риолитами и распространена в основном в юго-западной части листа. В. Ф. Шишкина констатирует весьма слабую обводненность пород, но приводит сведения об источниках бассейна р. Индигирка (за пределами листа Q-55), которые обладают значительными дебитами [Шишкина и др., 1961ф]. Вероятно, приведенные данные не характеризуют должным образом водоносность гранитоидов. В действительности интрузии, расположенные в водораздельных частях, должны быть глубоко проморожены. Мощность ММП в пределах гранитных массивов не менее, чем в 3–6 раз превышает мощность зоны выветривания. Следовательно, источники со сравнительно небольшими дебитами вряд ли с глубокими разломами. Сведения о химическом составе источников, но относятся к подмерзлотной зоне и, что более вероятно, могут быть связаны с глубокими разломами. Сведения о химическом составе источников, по В. Ф. Шишкиной [Шишкина и др., 1961ф], показывают преобладание гидрокарбонатов натрия при низкой минерализации воды и свидетельствуют о том, что степень метаморфизации воды крайне незначительная. Следовательно, подземные воды могут быть отнесены к трещинно-жильному типу коры выветривания по латерали. Формула химсостава вод, питающихся скорее всего из зон трещиноватости гранитоидов, известна на руч. Сияющий (правый приток р. Кур) на левобережье поймы в 1000 м выше наледи (площадь Левоэрикитского батолита) [Гидрогеология … , 1970]:

$$M_{0,07}\ \frac{HCO_3\ 40\ Cl\ 31\ SO_4\ 29}{Na\ 69\ Ca\ 31}$$

Известны неподтвержденные сведения о незамерзающем источнике с сильным запахом сероводорода в пределах того же Левоэрикитского гранитного массива на левобережье р. Кур в районе устья р. Эльген (Эльгенья) [Быков и др., 1951ф].

Химсостав надмерзлотных вод этой зоны, связанных с малыми интрузивными телами на Алазейском плоскогорье, несколько отличается [Алешко и др., 1984ф]:

$$M_{0,04}\ \frac{HCO_3\ 79\ Cl\ 17}{Ca\ 52\ Mg\ 39}$$

В целом условия питания и разгрузки подземных вод территории относительно благоприятны: здесь развиты мощные активные тектонические разломы, максимальные модули подземного стока в региональном плане достига-

ют 2 л/с и более с 1 км^2. Момо-Селенняхская впадина на территории является своеобразным аккумулятором поверхностных вод, а талики под руслами рек – окнами питания подмерзлотных вод. Наличие водоразделов, сложенных водоупорными и слабо обводненными (в верхней части) гранитными породами, обусловливает возможность концентрации подземных вод со значительно бóльших площадей, чем занимают палеозойские водоносные породы. Сочетание интенсивной трещинной тектоники с карбонатными закарстованными породами определяет благоприятную обстановку для инфильтрации поверхностных вод по русловым таликам, а глубокое погружение Момо-Селенняхской впадины создает возможность возникновения устойчивой области разгрузки подземных вод по зонам обрамляющих разломов, где насчитывается большое количество наледей [Гидрогеологическая … , 1970; Гидрогеология … , 1970].

Освоение этой части территории целесообразнее осуществлять путем расширения сети инфильтрационных подрусловых водозаборов для водоснабжения населенных пунктов и объектов промышленности, так как глубокие подмерзлотные воды обычно разгружаются в подрусловые талики, выходы которых наблюдаются в виде наледей. Геологическое изучение в пределах территории листа может быть продолжено на стадии поисков и поисково-оценочных работ с целью выявления обводненных тектонических зон и подрусловых таликов в районах образования наледей.

Первоочередными практическими задачами является поиск подземных вод для круглогодичного хозяйственного и питьевого водоснабжения наиболее крупных сел – Куберганя и Сасыр, численность населения которых (530 и 713 человек соответственно) превышает население пос. Артык (509 чел.) и с. Угольное (329 чел.), где такая задача уже решена. В настоящее время водоснабжение с. Сасыр решается в летний период подвозом воды из р. Кончагай, а в зимний – из непромерзающих до дна озер и заготовкой льда. Летом качество воды ухудшается в период частых дождей и паводков, зимой в озерах вода застаивается и задыхается.

В качестве второстепенной задачи может быть рекомендовано исследование бальнеологических свойств минерализованных источников Мезон (IV-2-5), Серный (VI-5-46) и незамерзающего источника на оз. Улахан-Кюель.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Специальные экологические исследования на территории проводились только в южной части – в районе урановорудных проявлений так называемой «Сугунской» группы и были направлены на оценку радиационной обстановки на участках разведочных работ 1948–1952 гг. [Чемезов и др., 1993ф; Собакин и др., 2011, 2013]. На остальной части площади какие-либо специализированные геолого-экологические работы не проводились, кроме рейдовых мероприятий Министерства охраны природы Республики Саха (Якутия) на участках добычи золота из россыпей. Последние такие рейды были проведены в 2017 г. в бассейне нижнего течения р. Андыгычан (с левым притоком – руч. Торбыкин) и на р. Ылен с левыми притоками (ручьи Элит, Лев. Элит и Полуденный) и не выявили нарушений в области экологии.

В пределах площади листа выделяются природные ландшафты гольцового высокогорья и горной тундры, горноредколесного, гольцово-тундрового и редколесно-тундрового среднегорья, лесотундрового и предтундрово-редколесного низкогорья, горноредколесного плоскогорья, редколесно-таежных лесов низкогорий, холмогорий, увалов, моренных гряд, аллювиальных, водно-ледниковых террас и поймы. Краткая характеристика природных ландшафтов территории листа приводится в колонке в условных обозначениях к эколого-геологической схеме масштаба 1 : 2 500 000.

Экзогенные геологические процессы (ЭГП), влияющие на экологическое состояние среды и проявленные в пределах территории листа, типичны для подобного типа ландшафтов. В горных ландшафтах это осыпи, обвалы, сели, снежные лавины, курумы, почти повсеместные на крутых склонах альпинотипного высокогорья и горной тундры. Осыпи, плоскостной смыв и солифлюкция широко распространены и на склонах средневысотных, низких гор и холмогорий. В пределах горно-долинного терассового типа местности явно прогрессирующие криогенные процессы не отмечены [Мерзлотные… , 1989]. В межгорных впадинах и долинах рек, напротив, проявлено заболачивание, морозное трещинообразование, широко распространены термокарстовые западины, бугры пучения, каменные многоугольники, а в поймах и руслах рек наблюдаются боковая и донная эрозия, формируются наледи и наледные поляны. Некоторые ландшафты в той или иной степени затронуты техногенным воздействием, в т. ч. и на геологическую среду. Наиболее интенсивно оно проявлено в долинах рек и на эрозионно-денудационном низкогорье, в пределах которых в последние десятилетия велась или ведется добыча россыпного и рудного золота. В долинах водотоков здесь полностью уничтожен

первичный ландшафт. Изменены их их русла, пойменные, а нередко и надпойменные террасы. Уничтожены растительный и почвенный покровы. Рекультивация нарушенных земель не проводилась. В результате отработки россыпей возникли системы гребней, одно- и двухъярусные внутренние отвалы, остаточные траншеи, выемки, карьеры грунта для строительства дорог, плотин, дамб. При добыче полезных ископаемых появились и новые искусственные поверхностные формы рельефа: отвалы горных пород, карьеры, хвостохранилища, терриконы (в районах добычи угля). При деформации земной поверхности образуются новые криогенные формы рельефа: просадки, провалы, западины. Происходит изменение термо- и гидробаланса (осушение или подтопление отдельных участков), проявляются термокарст, пучение и термоэрозия [Мерзлотные… , 1989].

На большей части площади листа, занятой природными тундровыми и таежными ландшафтами, освоенными по лесохозяйственному типу, эколого-геохимическое состояние в основном удовлетворительное. Техногенное воздействие отсутствует или выражено слабо. По данным геохимического опробования, на территории выявлены природные геохимические аномалии. В большинстве из них содержание токсичных элементов оценивается как допустимое. Спектр природных загрязнителей здесь представлен Pb, Zn, Cu, редко другими элементами.

Неудовлетворительное экологическое состояние составляет ~6 % площади листа. Всего в пределах территории выделено семь зон (аномальных полей) неудовлетворительного эколого-геохимического состояния.

Основой объединения территорий в районы с определенной экологической обстановкой послужили сведения об уровне загрязнения донных отложений.

Практически все зоны загрязнения расположены в пределах рудных районов (известных и прогнозируемых) с месторождениями и проявлениями золота, олова, меди, а также рудопроявлениями свинца, цинка, молибдена и других полезных ископаемых. Образование этих зон загрязнения обусловлено геохимическим воздействием рудогенных факторов, то есть носит природный характер. Общим для всех этих выявленных зон является следующее:

– устойчивый характер загрязнения;

– низкие уровни загрязнения, выявленные в донных отложениях;

– расположение зон в пределах горных ландшафтов и денудационных плато, где литохимические потоки рассеяния формируются по открытому типу;

– приуроченность зон к лесохозяйственным территориям, часто в сочетании с геологоразведочными территориями;

– соответствие состава элементов-загрязнителей геохимической специализации рудных районов.

Аномальное геохимическое поле (зона загрязнения) 1 расположено у западной границы листа, в пределах открытых горных тундровых ландшафтов средневысотных гор. Здесь горные примитивные почвы определяют высокий потенциал самоочищения ландшафтов от минеральных загрязняющих веществ. Зона приурочена к прогнозируемому Верхне-Мятисскому сереброполиметаллическому рудному району. Донные отложение загрязнены элементами 1-го и 2-го классов опасности: Pb (10), Cu и Zn (2–2,5), As, Mo, Ag (Кс = 1,5). Степень загрязнения Zc равна 12.

Аномальное геохимическое поле 2 находится в центре листа, является зоной напряженного экологического состояния с низким уровнем загрязнения почв. Почвы загрязнены Pb (Kc = 6), Cu (Kc = 3) и Zn (Kc = 2). Zc = 9. Происхождение зоны загрязнения природное. Расположена она в пределах открытых ландшафтов средневысотных гор с очень высоким потенциалом самоочищения горных примитивных почв от минеральных загрязнителей.

Аномальное геохимическое поле 3 расположено у восточной границы листа, полностью в пределах открытых горных тундровых ландшафтов средневысотных гор. Здесь горные примитивные почвы определяют высокий потенциал самоочищения ландшафтов от минеральных загрязняющих веществ. Зона приурочена к прогнозируемому Булкутскому гипсоносному полиметаллически-меднорудному узлу. Донные отложение загрязнены элементами 1 и 2 класса опасности Zn(6), Pb (3), Cu(2), As, Ag (Kc = 1,5), Zc = 9.

Аномальное геохимическое поле 4 расположено у восточной рамки территории листа, в нижнем течении р. Сибикенья. Зона напряженного эколого-геохимического состояния с низким уровнем загрязнения почв. Элементы-загрязнители – Cu, Zn, Pb. Происхождение зоны загрязнения природное, она расположена в основном в открытых среднегорных тундровых ландшафтах с очень высоким потенциалом самоочищения горных примитивных почв от минеральных загрязнителей. Почвы загрязнены Pb (Kc = 6), Cu (Kc = 2) и Zn (Kc = 3). Zc = 9.

Аномальное геохимическое поле 5 расположено в пределах прогнозируемого Верхне-Омчикчанского серебро-медно-золото-полиметаллического рудного узла. Аномалия приурочена к открытым горным тундровым средневысотным и редколесным низкогорным ландшафтам с высоким потенциалом самоочищения от минеральных загрязняющих веществ. Основными элементами-загрязнителями являются элементы 1-го класса опасности: Zn (Kc = 14), Pb (Kc = 8), в небольших количествах (Kc не более 1) присутствуют Cu, Mo, As, Au. Средний (Zc = 21) уровень загрязнения донных отложений определил критическое эколого-геохимическое состояние выделенной зоны загрязнения.

Аномальное геохимическое поле 6 находится в юго-западной части листа и пространственно совпадает с Бурустахским золоторудно-россыпным узлом. Основной объем загрязнения в этой зоне связан с территорией горной добычи (месторождениями россыпного золота, отработанными и находящимися в эксплуатации в настоящее время). Образование зоны загрязнения обусловлено совместным геохимическим воздействием техногенных и рудогенных факторов. Зона загрязнения расположена в пределах горных тундровых ландшафтов низких гор с горными таежными подбурами. Потенциал самоочищения почв от минеральных загрязняющих веществ высокий (горные подбуры таежные). Донные отложения загрязнены элементами 1-го класса опасности Pb (Kc = 5), Zn (Kc = 4), элементом 2-го класса опасности Cu (Kc = 3) и в небольших количествах (Kc = 1–1,5) As, Ag, Au.

Аномальное геохимическое поле 7 расположено у южной рамки листа Q-55 и на его площади расположены мелкие проявления Pb, Zn, Cu. Донные отложения загрязнены элементами 1-го класса опасности Pb (Kc = 12), Zn (Kc = 1) и Cu (Kc = 2) – элементом 2-го класса опасности. Zc = 13. Зона загрязнения расположена в пределах тундровых ландшафтов низких гор с горными

подбурами тундровыми. Потенциал самоочищения почв от минеральных загрязняющих веществ высокий.

Таким образом, неудовлетворительное эколого-геохимическое состояние территории в основном связано с формированием в компонентах ПГС аномальных геохимических полей, обусловленных рудной минерализацией. В меньшей степени – с загрязнением компонентов ПГС техногенными источниками.

Наибольшее внимание к себе требуют территории критического эколого-геохимического состояния. В их пределах необходимо проведение более детальных эколого-геохимических работ.

Незначительные по площади участки с повышенной природной радиоактивностью (интенсивность гамма-излучения 30–40 мкР/ч) приурочены к кислым породам Чугулукского, Дарпирского, Гырбыньинского, Левоэрикитского массивов и Буордахского субвулкана и меловым вулканитам на рудопроявлениях Алазейской минерагенической зоны. В пределах этих участков известны рудопроявления и пункты минерализации урана.

Территория листа расположена в центральной части сейсмическго пояса хр. Черского с возможными амплитудами сотрясений до 6–8 баллов и более. Самое крупное на Северо-Востоке СССР Артыкское землетрясение произошло 18 мая 1971 г. в юго-западной части территории. Его магнитуда, по разных оценкам, достигла величины от 6,6 до 7,1. Последнее из известных непосредственно на территории листа – Улахан-Чистайское землетрясение магнитудой 5,7 (5,5) балла – 20 января 2013 г. – по одним сведениям, примерно в 30 км юго-западнее, а по другим – в 60 км северо-западнее с. Сасыр. В течение февраля–марта 2013 г. серия частых подземных толчков регистрировалась чуть севернее площади листа (до 60 мелких сотрясений ежесуточно). В первые три дня (14–16 февраля) они происходили еще чаще – до 10–15 толчков в час. В их числе свыше 20 имели магнитуду 4,4–5,2 и интенсивность в эпицентре до 5–8 баллов. В 2014 г. сейсмическая активность не стихала и последние подземные толчки (4,5 балла) были зарегистрированы 26 августа в 55 км юго-западнее с. Сыаганнах, в северо-восточной части листа Q-54, рядом с западной рамкой листа Q-55.

Согласно картам общего сейсмического районирования Российской Федерации ОСР-97-А, территория относится к зонам интенсивности сотрясений свыше 7 баллов. Эпицентры землетрясений с магнитудой 3 балла и более вынесены на схему.

Значительную часть Момо-Селенняхской впадины и прилегающих отрогов хр. Черского охватывает особо охраняемая природная территория республиканского значения – национальный природный парк «Момский» площадью 2 175 600 га, в пределах которого выделены заповедная зона, зоны ограниченной и активной рекреационной деятельности и зона традиционного природопользования. В особую зону выделен карьер «Солнечный», где разрешена добыча мрамора для бывшего совхоза (ныне ГУП «Искра»). На территории парка расположены такие памятники природы как высочайшая вершина Северо-Востока России – гора Победа (3003 м), около сотни мощных современных ледников, вулканический купол Балаган-Таас и крупнейшая в России наледь «Улахан-Тарын» площадью более 110 км^2. Всего на территории листа девять особо охраняемых территорий республиканского и местного значения (табл. 36).

Таблица 36

Особо охраняемые природные территории

№ п/п	Номер на схеме	Название	Административный район Республики Саха (Якутия)	Площадь, га	Назначение	Положение в границах листа Q-55
Особо охраняемые природные территории республиканского значения						
Национальные природные парки						
1	5	Момский	Момский	2 175 600	Сохранение уникальных природных объектов, создание условий для организованного туризма и отдыха	Полностью
Ресурсные резерваты						
2	2	Бассейн Бадярихи	Абыйский	575 901	Сохранение популяций диких животных и птиц, сохранение эталонных, уникальных и священных для коренного населения природных комплексов и объектов	Почти полностью (кроме северной части)
3	3	Эсэлях	Момский	1 660 501	Защита, восполнение и воспроизводство биоразнообразия уникальные и типичные горно-таежные экосистемы	Полностью
4	4	Бассейн Ожогино	Верхнеколымский	1 323 676		Расположена западная половина
5	6	Бассейн Ясачная	Верхнеколымский	997 098		Находится небольшой фрагмент западной части
Особо охраняемые природные территории местного значения						
Ресурсные резерваты						
6	1	Алазея	Среднеколымский	536 200	Защита, восполнение и воспроизводство биоразнообразия, ,уникальные и типичные горно-таежные экосистемы	Расположена южная половина
7	7	Улахан-Чистайский национальный наслег	Момский	102 033		Полностью
8	8	Мэкчергэ	Оймяконский	40 400		Почти полностью, кроме фланга западной части
9	9	Эйемю	Оймяконский	255 274		Расположено северное окончание

Большая часть территории экономически не развита. Выделяется только ее юго-западная часть, в пределах которой известны многочисленные россыпные месторождения золота, часть которых эксплуатируется, коренные месторождения и проявления золота и олова, относящиеся к восточному флангу Яно-Колымской золоторудной провинции. Кроме того, относительно неплохо экономически освоен небольшой фрагмент восточной части территории, относящийся к Зырянскому угольному бассейну.

Уровни радиации по итогам специализированных работ в районе старых (1948–1952 гг.) разведочных участков урановорудных проявлений не превышали 30–58 мкР/ч, и доля таких значений составила менее 20 % от общего количества измерений [Чемезов и др., 1993ф]. В районе работ проведена выборочная аэрогаммасъемка (^{238}U, ^{232}Th, ^{40}K), наземная дозиметрия отвалов выработок, опробование почв, растительности и водотоков. На основании полученных аналитических данных и полевых измерений авторы делают вывод, что разведочные работы на уран практически не повлияли на радиационную обстановку территории.

В числе антропогенных потенциальных опасностей на территории следует рассматривать возможные последствия принудительной корректировки русла р. Мома, выполненные в 1980-х годах в связи с неоднократными подтоплениями с. Сасыр. Возникшая при этом чрезвычайно узкая (всего 30 м) перемычка между меандрами действующего и отмершего русла несет опасность прорыва в период весенних паводков и, как следствие – возвращения реки в прежнее русло.

По совокупности геодинамических, ландшафтных и геохимических условий основная часть территории листа характеризуется удовлетворительной эколого-геологической обстановкой. Для более подробной оценки экологической обстановки на территории листа необходимо проведение специализированных исследований, в т. ч. мониторинг окружающей среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных полевых, лабораторных и камеральных работ создан комплект Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа Q-55 – р. Мома. Комплект состоит из следующих основных карт: геологической карты дочетвертичных образований, карты полезных ископаемых, карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, карты четвертичных образований. Основные графические приложения комплекта дополнены схемами масштаба 1 : 2 500 000 – геоморфологической, тектонической, глубинного строения, эколого-геологической, а также сопровождается объяснительной запиской с текстовыми приложениями и согласованной базой данных. В основу комплекта карт положены результаты средне- и крупномасштабных геологических съемок, изданных и подготовленных к изданию карт, материалы по структурно-параметрическому бурению (четыре скважины), геофизическим, геохимическим и тематическим исследованиям, по поисковым, поисково-оценочным работам на широкий перечень полезных ископаемых.

Геологическая карта дочетвертичных образований учитывает результаты предыдущего (новая серия) картосоставительского этапа, изданные и подготовленные к изданию средне- и мелкомасштабные карты, огромный объем материалов тематических исследований по стратиграфии, магматизму и тектонике. На основе современных стратиграфических схем [Решения … , 2009] и их критического анализа уточнено геологическое строение ряда структурно-формационных зон, районов и площадей, проведено полное расчленение всех типов разрезов в единицах местных стратиграфических подразделений – серий, свит и толщ. Детальность картографирования подтверждается общим количеством отображенных на карте дочетвертичных стратифицированных геологических подразделений – 136, что почти в 3 раза превышает число стратонов, отображенных на карте предыдущего издания [Государственная … , 1986]. При этом количество охарактеризованных в тексте свит и толщ – 170, часть из них представлена на карте в объединенном виде. Практически все стратоны охарактеризованы типовыми разрезами, а при наличии таковых – стратотипами и опорными разрезами, приведенные в тексте разрезы привязаны к местности, отображены в БД на карте фактического материала и в сводной таблице. В будущем это позволит откорректировать информационный ресурс единого каталога стратотипов и петротипов. Впервые закартированы ранее известные только в литературе и фондовых материалах выходы метаморфизованных пород офиолитовой(?) ассоциации на руч. Сиен

(Гырбыньинский блок), ряд новых даек, новые фрагменты палеогеновых кор выветривания, кайнозойские разрывные деформации в истоках р. Гырбыня (Барыллыалах), новые участки развития неогеновых отложений на левобережье р. Рассоха. Существенно уточнены, а в ряде случаев почти полностью переработаны схемы структурно-формационного районирования образований по разным возрастным срезам.

По итогам работ в части четвертичных образований получены новые данные. Граница квартера показана на уровне 2,6 млн лет (Постановление МСК-2012, СК-2019) и в состав квартера включены гелазские образования. Перемещение границы неоген–квартер на этот уровень привело к тому, что хмуровская, мельтехская и иреляхсиенская свиты стали переходными: неоген, плиоцен–квартер, гелазий, а нижняя граница квартера находится внутри этих свит, в кутуяхском горизонте, к которому они относятся. Уточнение положения границы и расчленение кутуяхского горизонта на четвертичную и неогеновую части возможно при дальнейших специальных исследованиях. Наиболее информативным, могут быть палеомагнитные исследования, которые позволят уточнить границу Брюнес–Матуями, соответствующую границе неоген–квартер.

Для территории листа выделены нижне-средненеоплейстоценовые пролювий с делювием, одновозрастные аллювию с делювием, приуроченным к долинам. В отличие от них пролювий с делювием сформировались на склонах Алазейского плоскогорья временными водотоками и плоскостным смывом.

Уточнен возраст средненеоплейстоценового максимального оледенения. Исследования, проведенные за последние 20 лет, сужают период существования максимального средненеоплейстоценового оледенения до шестой ступени среднего неоплейстоцена и относят его к малык-сиенскому горизонту. Малык-сиенское оледенение коррелируется с тазовским Западной и Средней Сибири.

Голоцен разделен на три части. В международной литературе голоцен подразделяется на три подсерии (стадии) с границами 4200, 8200 и 11 700 лет [Martin J. Head … , 2019]. Полученные радиоуглеродные датировки позволяют разделить голоцен на три части. К нижней–средней относится первая надпойменная терраса, к верхней – русловые и пойменные образования рек Индигирка, Ожогина и их притоков.

Выполнены новейшие изотопные геохронологические датировки (U-Pb) по осадочным метаморфизованным отложениям и разновозрастным магматическим образованиям. Впервые таким методом датированы гипабиссальные интрузивные тела в западной части Момского хребта, относимые нами к правоналучинскому комплексу (поздняя юра), субвулканические образования улахан-чистайской группы, граниты хоппыт-юряхского комплекса на Алазейском плоскогорье, гранитоиды сугунского, хараулахского, рассошинского комплексов, трахириодациты ураса-хаинского комплекса (вулкан Урага-Хая). В процессе подготовки настоящей объяснительной записки по материалам ГДП-200 впервые для территории листа выделены гранитоиды силурийского возраста (трюлиньинский комплекс).

Тектоническое строение территории рассмотрено с позиций современной плейт-тектоники. Для каждой складчатой системы выделены поочередно

сменяющие друг друга геодинамические комплексы и соответствующие им формации.

Минерагения увязана с основными этапами геологической истории. Профилирующими полезными ископаемыми территории являются золото и каменный уголь, существенное значение имеют олово, вольфрам, уран, медь, свинец, цинк, молибден, имеются также разнообразные нерудные полезные ископаемые, питьевые и минеральные воды. Впервые установлена устойчивая знаковая золотоносность неогеновых галечников на левобережье р. Рассоха в среднем течении. Впервые установлены мощные магнетитовые скарны в экзоконтакте Безымянного гранитного массива на правобережье р. Рассоха.

На карте полезных ископаемых показано 989 объектов. В легенде отражены генетические типы и рудные формации для месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. При составлении карты закономерностей размещения полезных ископаемых районирование нефтегазоносности и угленосности проведено отдельно. На карте выделены Индигиро-Зырянская потенциально нефтегазоносная область, Момский и Омулевский потенциально нефтегазоносные районы, Зырянский каменноугольный бассейн, включающий четыре каменноугольных района и два узла угленакопления. При минерагеническом районировании, исключая горючие ископаемые, на территории листа выделяются фрагменты (с северо-востока на юго-запад): Алазейско-Олойской, Индигиро-Колымской и Верхояно-Колымской минерагенических провинций. В пределах данных минерагенических провинций на карте закономерностей размещения полезных ископаемых выделено девять минерагенических зон, включающих пять рудных районов и 41 рудный и рудно-россыпной узел, также вне зон выделен еще один рудно-россыпной узел. Проведена работа по оценке прогнозных ресурсов локализованных перспективных площадей. Результаты современной оценки прогнозных ресурсов приоритетных видов минерального сырья площади приведены в соответствующем приложении.

Несмотря на достаточно высокую изученность рассматриваемой территории, некоторые стороны ее геологического строения и минерагении требуют дальнейшего изучения.

Основными проблемами в отношении стратиграфии дочетвертичных отложений являются:

– уточнение возраста всех фаунистически не охарактеризованных нижне- и среднеордовикских отложений в северной части Тирехтяхской антиклинали;

– уточнение возраста и состава кенкельдинской свиты на Алазейском плоскогорье;

– уточнение возраста и соотношений каменноугольно-пермских отложений Увязкинской СФЗ, в особенности учитывая, что в поле распространения именно этих отложений локализованы все известные признаки золотого оруденения и россыпи Рассошинского рудно-россыпного узла;

– уточнение соотношений разных типов разреза бастахской серии.

В отношении магматических образований к наиболее острым проблемам нужно отнести следующие:

– для подавляющего большинства пород плутонических и гипабиссальных комплексов малых интрузий имеются K-Ar радиологические датировки, не

обладающие безусловной достоверностью, поэтому в некоторых случаях возраст комплексов принимается довольно условно, что требует в дальнейшем использование более надежных современных методов датирования;

– необходимо провести проверку наличия противоречий между отмеченными ранее геологическими данными и современными изотопными датировками некоторых магматических комплексов (колымский, тас-кыстабытский).

К числу наиболее важных проблемных вопросов метаморфических образований относится глаукофансланцевый метаморфизм на Алазейском плоскогорье.

В отношении полезных ископаемых остались нерешенными следующие вопросы:

– решение проблемы выявления коренных источников формирования обширных шлиховых ореолов минералов из группы редкоземельных фосфатов;

– о перспективности территории в отношении нефтегазоносности, который остается открытым;

– оценка перспективности палеоген-неогеновых галечников в образовании россыпей голоценового и более раннего возраста.

По результатам создания листа Q-55 Госгеолкарты-1000/3 даны рекомендации для постановки поисковых работ на Бурустахском, Хангаласском, Ала-Чубукском перспективных площадях (золоторудно-россыпных узлах) с существующей развитой инфраструктурой и проведения ГДП-200 с общими поисками на Тунгусском (Делянкирский) рудно-россыпном и Гырбыньинском прогнозируемом олово-золото-рудном узлах (листы Q-55-XXXIII, XXXIV – Улахан-Чистай). По материалам ранее проведенных работ дана прогнозная оценка Агынджинского меднорудного узла, в пределах которого возможно открытие крупных месторождений меди. Прогнозные ресурсы узла категории P_3 в количестве 4352 тыс. т меди и 218 т серебра апробированы и поставлены на учет. Объект рекомендован для проведения на нем поисковых и оценочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

Абаимова Г. П. Стратиграфия верхнего ордовика и силура хребта Тас-Хаяхтах / Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР, 1961 год. Доклады. Том I (Докембрий и палеозой) / Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. XIII. – Якутск, 1964. – С. 339–346.

Азизов О. Х., Березнев М. В., Козловский Д. С., Леденёва Н. В., Трофимов С. В. Перспективы урановосности центральной части Алазейского поднятия // Геологический вестник Якутии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия), 2017, № 1 (16). – С. 23–32.

Акинин В. В., Прокопьев А. В., Торо Х. и др., U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Геохимия. – 2009. – Т. 426, № 2. – С. 216–221.

Альховик Т. С., Баранов В. В. Девон хребтов Тас-Хаяхтах и Селеннях / Палеозой Дальнего Востока. – Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974. – С. 77–86.

Альховик Т. С., Баранов В. В. Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток Якутии). – Якутск: Якутский филиал изд-ва СО РАН, 2001. – 150 с.

Альховик Т. С., Ивановский А. Б. Кораллы и биостратиграфия нижнего девона Северо-Восточной Якутии. – М.: Наука, 1988. – 128 с.

Андрианов В. Н. Пермские и некоторые каменноугольные аммоноидеи Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1985. – 180 с.

Апельцин Ф. Р., Бородянский А. И. Соотношения пород в штоке руч. Аннушка (Бассейн р. Индигирки) // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 3. Первая серия. – Магадан, 1948. – С. 52–63.

Архипов Ю. В. Офиолиты, ультрамафит-габбровые интрузии и ассоциирующиеся с ними образования Верхояно-Колымской складчатой системы / В кн.: Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. – Якутск, 1984. – С. 110–131.

Баранова З. Е. Верхнеюрские отложения Момо-Зырянской впадины (Северо-Восток СССР) // Советская геология. – 1980. – № 6. – С. 70–78.

Баранова З. Е., Зинченко В. Н. Новые данные по стратиграфии верхнеюрских и нижнемеловых отложений Момо-Зырянской впадины / Мезозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов межведомственного стратиграфического совещания. – Магадан, 1975. – С. 85–87.

Баранова З. Е., Красный Л. Л. К стратиграфии верхнего мезозоя Гармычанского грабена / Мезозой Северо-Востока СССР. Тезисы докладов межведомственного стратиграфического совещания. – Магадан, 1975. – С. 84–85.

Баранова Ю. П. Новые данные о возрасте отложений Верхне-Нерских впадин в бассейне р. Индигирки // ДАН СССР. – М.: Наука, 1962. – Т. 146. – № 1. – С. 161–163.

Бахарев А. Г. Гранитоидный магматизм Колымо-Омолонского массива // Магматические комплексы Северо-Востока СССР (сборник научных трудов). – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. – С. 102–127.

Бахарев А. Г., Ипатьева И. С. Позднемезозойские гранитоидные комплексы Омулевского поднятия // Бюллетень научно-технической информации. – Якутск, 1979. – С. 11–14.

Баскович Р. А. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР // Тр. Межведомств. совещ. по разработке униф. стратиграф. схем Северо-Востока СССР. – Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1959. – С. 434–450.

Баскович Р. А. Спорово-пыльцевые комплексы четвертичных отложений Северо-Востока СССР. – Магадан, 1969. – 262 с.

Белый В. Ф., Валпетер А. П., Мерзляков В. М. Сильное землетрясение Северо-Востока СССР. – Природа, 1971. – № 12. – С. 64–67.

Билибин Ю. А. К вопросу о локализации месторождений золота // Проблемы советской геологии. – 1935. – № 5. – Т. 3. – М.: АН СССР, 1961. – С. 135–148.

Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива в Восточной Арктике // Труды Геологического института АН СССР. – М.: АН СССР, 1963. – Вып. 99. – 240 с.

Богданов Н. А., Чугаева М. Н. Палеозойские отложения Омулевских гор // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1960. – № 5. – С. 24–41.

Брахиоподы верхнего палеозоя Сибири и Арктики // Тр. ПИН АН СССР; Т. 162 / Отв. ред. Т. Г. Сарычева. – М.: Наука, 1977. – 120 с.

Булгакова М. Д. Новые данные о составе и фосфатоносности тургоякской свиты Омулевского поднятия // Бюллетень научно-технической информации. Геология и полезные ископаемые Якутии. Февраль, 1976. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976а. – С. 7–10.

Булгакова М. Д. Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области // Литология и полезные ископаемые. – 1976б. – № 3. – С. 99–108.

Булгакова М. Д. Литологические особенности формационных комплексов позднего палеозоя – раннего мезозоя Верхояно-Чукотской складчатой области // Литология и пол. ископ. – 1982. – № 5. – С. 55–66.

Булгакова М. Д. Литология ордовикских отложений Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1986. – 176 с.

Булгакова М. Д., Колодезников И. И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР: осадконакопление и вулканизм. – М.: Наука, 1990. – 256 с.

Бутков В. П. Стратиграфия нижнего и среднего девона Омулевских гор // Стратиграфия и палеонтология палеозойских и мезозойских отложений Северо-Востока СССР. – М.: Геолфонд РСФСР, 1984. – С. 15–40.

Бычок Б. Г., Данилогорский Е. П., Чехов А. Д. Индигирская экспедиция // Путеводители экскурсий VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. – Магадан: СВКНИИ СО РАН СССР, 1969. – С. 38–54.

Бычков Ю. М. К стратиграфии Иньяли-Дебинского синклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1961. – Вып. 15. – С. 3–11.

Бычков Ю. М. Стратиграфия и тектоника междуречья Артык – Бурустах // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1963. – Вып. 16. – С. 163–180.

Бычков Ю. М. Стратиграфия нижне- и среднеюрских отложений юго-восточной части Инъяли-Дебинского синклинория // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1966. – Вып. 18. – С. 16–40.

Бычков Ю. М., Киселева Л. С. Местные подразделения триаса в верхнем течении рек Колымы, Яны и Тауй. – Магадан: Офсетно-ротапринтный цех СВКНИИ ДВО АН СССР (препринт), 1990. – 55 с.

Бычков Ю. М. Триас Северо-Востока России. – Магадан, 1994. – 59 с.

Вавилов М. Н. Триасовые отложения Омулевского поднятия (Северо-Восточная Азия) // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных регионов России: Сборник научных трудов. – СПб., 1993. – С. 51–60.

Важенин Б. П., Смирнов В. Н. Результаты использования аэрокосмической информации при изучении неотектоники и сейсмичности Северного Приохотья // Использование аэрокосмической информации в геологии и смежных областях. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. – С. 37–38.

Важенин Б. П. Сейсмогеологическое изучение и картографирование территории Северо-Востока СССР с применением аэрокосмической информации // Комплексное изучение и картографирование природных ресурсов Восточно-Сибирского и Дальневосточного экономических регионов с использованием материалов космических съемок. – М.: ЦНИИГАиК, 1989. – С. 65–74.

Важенин Б. П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – 205 с.

Важенин Б. П. Коррекция параметров Ямского и Артыкского землетрясений с использованием палеосейсмогеологической методики // Труды второй региональной научно-технической конференции «Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России», 11–17 октября 2009 г. – Петропавловск-Камчатский, 2010. – С. 111–116.

Важенин Б. П. Уточнение параметров Артыкского землетрясения 1971 г. в Якутии с использованием палеосейсмогеологической методики // Интернет-журнал «Технологии техносферной безопасности». (http://ipb.mos.ru/ttb). Выпуск № 6 (46). – декабрь 2012 г. – С. 1–10.

Васильев И. Л., Далматов Б. А., Язмир И. К., Язмир М. М. О возрасте и строении икатской (усойской) и уакитской серий Талой-Мало-Амалатского междуречья и бассейна реки Уакита // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. – Чита: Изд-во Забайкальского филиала Географического общества СССР, 1967. – Выпуск 2 (4). – С. 12–14.

Васьковский А. П. Современное оледенение Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1955. – Вып. 9. – С. 71–91.

Верхнеколымский улус: история, культура, фольклор. – Якутск: Бичик, 2002. – 320 с.

Виноградова К. В. Стратиграфия и палинология юрских нефтегазоносных отложений Мангышлака и Западной Туркмении. – М.: Наука, 1971. – 75 с.

Волкодав И. Г., Парфёнов Л. М. Кембрийские вулканиты хр. Улахан-Чистай // Магматические и метаморфические комплексы Северо-Востока СССР и составление Госгеолкарты-50: тезисы докладов III Регионального петрографического совещания по Северо-Востоку СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. – С. 33–34.

Воронец Н. С. Фауна верхнеюрских отложеий Верхне-Колымского края // Матер. по изуч. Колымско-Индигирского края. Сер. 2. Геол и геоморф. – ОНТИ, 1938. – Вып. 12.

Врангель Ф. П. Путешествие по Сибири и Ледовитому морю. – М.: Эксмо, 2011. – 480 с.

Гавриков С. И. Проявление колебательных движений земной коры в пермское, триасовое и юрское время в верховьях р. Индигирки // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1958а. – Вып. 12. – С. 43–54.

Гавриков С. И. О тектоническом районировании бассейна верхнего течения р. Индигирки // Труды ВНИИ-1. – Магадан, 1958б. – Вып. 38.

Гавриков С. И. Стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Инъяли-Нерского среднегорья // Труды совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. – Магадан, 1959.

Гагиев М. Х. Расчленение и корреляция франско-фаменских пограничных отложений Северо-Востока СССР по конодонтам // Тихоокеанская геология. – 1987. – № 3. – С. 83–93.

Гагиев М. Х. Стратиграфия девона и нижнего карбона Омулёвского поднятия (Северо-Восток Азии). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1995. – 196 с. + прил.

Гагиев М. Х. Средний палеозой Северо-Восточной Азии. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1996. – 120 с.

Гагиев М. Х., Смирнова Л. В. Стратиграфия верхнедевонских и нижнекаменоугольных отложений Момского хребта // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. – 1988. – С. 28–47.

Гагиев М. Х., Лычагин П. П. Вулканогенно-осадочный тип разреза девона Момского хребта (Северо-Восток СССР) // Тихоокеанская геологоия. – 1990. – № 2. – с. 53–58.

Гадиятов В. Г., Маршинцев В. К. Цветные камни Якутии и их месторождения. – Екатеринбург: Банк культурной информации, 2000. – 328 с.

Гайдук В. В., Гриненко О. В. Сюндюков И. Ш. Возраст складчатости Момо-Зырянской впадины // Тихоокеанская геология. – 1993. – № 3. – С. 99–108.

Ганелин В. Г. Намюрский ярус на Северо-Востоке СССР // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. – Магадан: СВНИИ ДВНЦ АН СССР, 1974. – С. 125–130.

Ганелин В. Г., Бяков А. С., Караваева Н. И. Некоторые вопросы теории стратиграфии и стратиграфическая шкала перми Северо-Востока Азии // Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. – М.: ГЕОС, 2001. – С. 194–209.

Гедько М. И. Уяндино-Ясачненская позднеюрская островная дуга (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. – 1988. – № 3. – С. 88–100.

Гельман М. Л. Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных провинциях Северо-Востока Азии в сравнении с Кордильерами Северной Америки, с Западной Австралией // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: в 2-х томах. Т. 2. Рудная минерализация и петрогенезис: Тр. Всерос. совещ. Магадан, 4–6 сент. 1997. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 5–79.

Гельман М. Л., Глушкова О. Ю., Пахомов А. Ю., Смирнов В. Н., Чехов А. Д. Фундаментальные проблемы и методология геологических и географических исследований на Северо-Востоке Сибири в научном творчестве А. П. Васьковского // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. – 2007. – № 1. – С. 1–36.

Гельман М. Л., Еловских В. В., Ичетовский Н. В. и др. Корреляционная схема магматических образований Северо-Востока СССР. – Магадан, 1969.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Яно-Индигирская. Лист Q-54-I,II. Объяснительная записка / Авт.: Л. К. Дубовиков; ред.: А. С. Симаков. – М., 1967. – 64 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Яно-Индигирская. Q-55-XXXI,XXXII / Авт.: Л. Н. Попов; ред.: В. Т. Матвеенко. – Л.: Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1971– 1 л.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Яно-Индигирская. Q-55-XXXI,XXXII. Объяснительная записка / Авт.: Л. Н. Попов; ред. В. Т. Матвеенко. – М.: 1974.

Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Яно-Индигирская. Листы Q-55-XXV,XXVI. Объяснительная записка / Сост.: Е. П. Данилогорский, А. К. Теплов; ред. В. Т. Матвеенко. – М., 1979. – 99 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-54,55 – Хонуу. Объяснительная записка / Отв. ред.: Л. М. Натапов, Е. П. Сурмилова. – Л., 1986. – 120 с.

Геологическая карта верховьев рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. Масштаб 1 : 500 000 / Ред.: В. М. Мерзляков; Сост.: М. И. Терехов, В. М. Мерзляков, Л. А. Шпикерман, Е. Ф. Дылевский, В. И. Шпикерман, М. Х. Гагиев; картограф: В. И. Рачинская. – Магадан: Геолого-картографическая партия СВПГО, 1989. – 3 л.

Геологическая карта Якутии. Верхнеиндигирский блок. Масштаб 1 : 500 000 / Гл. ред. В. А. Ян-жин-шин; зам. гл. ред.: А. С. Урзов; ред. блока: В. С. Гриненко, В. Б. Спектор, А. С. Урзов; авт.: В. С. Гриненко; отв. исп.: В. Б. Спектор, В. С. Хан. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2000. – 18 л.

Геологическая карта Республики Саха (Якутия). Масштаб 1 : 1 500 000 / Гл. ред.: Л. Н. Ковалев; зам. гл. ред.: В. А. Ян-жин-шин; сост.: Г. В. Бирюлькин, Э. Н. Климов, В. С. Прокопьев, А. С. Урзов. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2006. – 6 л.

Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 2 500 000. Ред. кол.: О. В. Петров; гл. ред.: С. И. Стрельников; отв. ред.: А. Ф. Морозов и др. Ред.-сост.: Ю. Б. Богданов, В. А. Виноградов, С. И. Шкарубо и др. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 16 л.

Геологические памятники Республики Саха (Якутия). – Новосибирск: Студия Дизайн ИНФОЛИО, 1997. – 79 с.

Геологические формации. Терминологический справочник. В 2-х томах. – М.: Недра, 1982. – 751 с.

Геологический словарь. В двух томах. Издание второе, исправленное / Гл. редакция: Акад. АН АрмССР К. Н. Паффенгольц (отв. ред.), д. г.-м. н. Л. И. Боровиков, д. г.-м. н. А. И. Жамойда, д. г.-м. н. И. И. Краснов и др. // Том второй, Н–Я. Ред. колл.: Т. Н. Алихова, Т. С. Берлин, Л. И. Боровиков и др. – М.: Недра, 1973. – 455 с.

Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О. В. Петров. Т. 1, А–Й. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 432 с.

Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О. В. Петров. Т. 2, К–П. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 480 с.

Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О. В. Петров. Т. 3, Р–Я. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 440 с.

Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 10. Угольные бассейны и месторождения Северо-Востока СССР и Камчатки. – М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охраны недр, 1962. – 403 с.

Геология СССР. Т. XVIII. Якутская АССР. Полезные ископаемые. – М.: Недра, 1979. – 411 с.

Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Книга 1. – М.: Недра, 1970а. – 548 с.

Геология СССР. Т. XXX. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Книга 2. – М.: Недра, 1970б. – 536 с.

Геология Якутской АССР. – М.: Недра, 1981. – 300 с.

Геохронология СССР. В 3-х томах / Под ред. Н. И. Полевой. Том I. Докембрий. Под ред. Ю. Ир. Половинкиной. – Л.: Изд-во «Недра», Ленинградское отделение, 1973. – 350 с.

Гидрогеологическая карта Якутской АССР. Масштаб 1 : 2 500 000 / Ред.: А. И. Ефимов, И. К. Зайцев. Карту сост.: Н. Н. Индолева, Р. С. Кононова, В. М. Пигузова, Г. Г. Степаненко, О. Н. Толстихин. Под общим руководством О. Н. Толстихина. – Л.: Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1970. – 4 л.

Гидрогеологическая карта территории Российской Федерации. Общая гидрогеологическая карта. Масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред.: А. Ф. Морозов, В. С. Круподеров, В. В. Куренной. Ред. колл.: Б. В. Боревский, Н. Н. Егоров, И. С. Зекцер и др. – М., 2008.

Гидрогеология СССР / Гл. ред. А. В. Сидоренко. Зам. гл. ред.: Н. В. Роговская, Н. И. Толстихин, В. М. Фомин // Т. XX. Якутская АССР. Ред. тома: А. И. Ефимов, И. К. Зайцев. – М.: Недра, 1970. – 384 с.

Гидрогеология СССР / Гл. ред. А. В. Сидоренко. Зам. гл. ред.: Н. В. Роговская, Н. И. Толстихин, В. М. Фомин // Т. XXVI. Северо-Восток СССР. Ред. О. Н. Толстихин. Зам. ред.: А. И. Ефимов, И. А. Зуев. – М.: Недра, 1972. – 297 с.

Гитерман Р. Е. История растительности Северо-Востока СССР в плиоцене и плейстоцене. – М.: Наука, 1985. – 96 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Лист Q-55 (р. Ожогина) / Сост.: Б. В. Пепеляев, Л. Н. Попов, М. И. Терехов. Ред. Г. Г. Попов. – М.: Картографическая фабрика Госгеолтехиздата Министерства геологии и охраны недр СССР, 1963а. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист Q-55 (р. Ожогина). Объяснительная записка. / Авт.: Б. В. Пепеляев, Л. Н. Попов, М. И. Терехов. Ред. Г. Г. Попов. – М.: Госгеолтехиздат, 1963б. – 75 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000. Лист Q-55 (р. Ожогина). Объяснительная записка / Авт.: Б. В. Пепеляев, Л. Н. Попов, М. И. Терехов. Ред. Г. Г. Попов. – М.: Недра, 1964. – 40 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Яно-Индигирская серия. Q-55-XIX,XX / Авт.: Л. Н. Попов, А. К. Теплов. Ред. С. И. Гавриков. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика объединения Аэрогеология, 1976а. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. P-55-VI (верховье реки Таскан). Авт. О. Н. Омиров. Ред.: А. А. Николаев. – Л.: Ленинградская картфабрика объединения Аэрогеология, 1976б. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Яно-Индигирская. Q-55-XIX,XX. Объяснительная записка / Сост.: Л. Н. Попов, А. К. Теплов. Ред.: С. И. Гавриков. – М., 1977. – 75 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XXIII, XXIV (Угольное) / Авт.: А. С. Филиппов, С. Т. Ремизова. Ред.: А. Л. Ставцев. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика объединения Аэрогеология, 1979а. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XXVII, XXVIII (Сасыр) / Авт.: Е. П. Сурмилова, Б. Н. Аулов, М. И. Гедько, А. А. Константиновский. Ред.: З. П. Потапова. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика объединения Аэрогеология, 1979б. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Нижнеиндигирская серия. Q-55-V,VI (исток р. Кыллах) / Авт.: А. Г. Кац, З. Б. Флорова. Ред.: И. М. Русаков. – Л.: Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология», 1980а – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Нижнеиндигирская серия. Q-55-XI,XII (Верховье реки Хоска) / Авт.: Г. А. Васильева, Ю. Т. Николаев. Ред.: И. М. Русаков. – Л.: Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология», 1980б. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижнеиндигирская. Лист Q-55-V,VI (исток р. Кыллах). Объяснительная записка / Сост.: А. Г. Кац, З. Б. Флорова, В. Б. Обухов, В. Л. Мит. Ред.: И. М. Русаков. – М.: 1981а. – 123 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XXI, XXII (Кычам-Кюель) / Авт.: Ю. Б. Алешко, И. В. Столбина, Л. С. Нусинсон. Ред.: З. П. Потапова. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика объединения Аэрогеология, 1981б. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Среднеколымская. Q-55-XXVII, XXVIII (Сасыр). Объяснительная записка / Сост.: Е. П. Сурмилова, Б. Н. Аулов, М. И. Гедько. Ред.: З. П. Потапова. – М.: 1981в. – 117 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижнеиндигирская. Лист Q-55-XI,XII (Верховье реки Хоска). Объяснительная записка / Сост.: Г. А. Васильева. Ред.: И. М. Русаков. – М., 1983. – 101 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XXIX, XXX (Устье р. Булкут) / Авт.: Е. П. Сурмилова, Г. А. Максимова. Ред.: З. П. Потапова. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1985а. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XXI, XXII (Кычам-Кюель). Объяснительная записка / Авт.: Ю. Б. Алешко, И. В. Столбина, Л. С. Нусинсон. Ред.: З. П. Потапова. – М.: Аэрогеология, 1985б. – 110 с.

Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1 000 000. Q-54,55 (Хонуу). Карта дочетвертичных образований / Авт.: Е. П. Сурмилова, Г. А. Максимова, Л. М. Натапов. Отв. ред.: Л. М. Натапов, Е. П. Сурмилова. Гл. ред.: Л. М. Натапов. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1986а. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1 000 000. Q-54, 55 (Хонуу). Карта полезных ископаемых / Авт.: Ю. А. Владимирцева, С. М. Хаустова, В. М. Владимирцев. Отв. ред.: В. И. Шур. Гл. ред.: Л. М. Натапов. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1986б. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1 : 1 000 000. Q-54,55 (Хонуу). Карта четвертичных отложений / Авт.: В. В. Колпаков. Отв. ред.: Н. В. Кинд. Гл. ред.: Л. М. Натапов. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1986в. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-54, 55 – Хонуу. Объяснительная записка / Гл. ред. Л. М. Натапов, Отв. ред.: В. И. Шур. – Л., 1986г. – 72 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XXIII, XXIV (Угольное). Объяснительная записка / Авт.: А. С. Филиппов, С. Т. Ремизова. Ред.: А. Л. Ставцев. – М.: Аэрогеология, 1986д. – 105 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Нижнеиндигирская серия. Q-55-III,IV (р. Нелькан) / Авт.: А. Г. Кац, З. Б. Флорова, А. П. Ставский, В. В. Колпаков. Отв. ред.: В. М. Моралев. – Л.: Ленинградская картографическя фабрика ВСЕГЕИ, 1987а. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Нижнеиндигирская серия. Q-55-IX,X (оз. Хабджылах) / Авт.: А. Г. Кац, З. Б. Флорова, А. П. Ставский, В. В. Колпаков. Отв. ред. В. М. Моралев. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1987б. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеколымская. Лист Q-55-XXIX, XXX (Устье р. Булкут). Объяснительная записка / Сост.: Е. П. Сурмилова, Г. А. Максимова. Ред.: З. П. Потапова. – М.: 1987в. – 115 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. (истоки р. Омчикчан / Авт.: Н. В. Хандожко. Ред.: В. М. Мерзляков. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1988. – 1 л.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижнеиндигирская. Листы Q-55-III,IV (р. Нелькан), Q-55-IX,X (оз. Хабджылах), R-55-XXXIII,XXXIV (р. Огороха), R-55-XXXV,XXXVI (оз. Калгын). Объяснительная записка / Сост.: А. Г. Кац, З. Б. Флорова, А. П. Ставский. Ред.: В. М. Моралев. – М., 1989а. – 223 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Яно-Индигирская. Лист Q-55-VII,VIII. Объяснительная записка / Сост.: Э. Н. Климов, П. Е. Антонов. Ред.: В. И. Бергер. – М., 1989б. – 89 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Серия Среднеколымская. Лист Q-56-XXXI,XXXII (устье Барагы). Объяснительная записка / Авт.: В. С. Шульгина, Л. С. Симонова, В. И. Ткаченко. Ред.: А. А. Розенкранц. – М.: Аэрогеология, 1989в. – 70 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеколымская. Лист Q-55-XXXV,XXXVI (истоки р. Омчикчан). Объяснительная записка / Сост.: Н. В. Хандожко, Л. В. Кравченко. Ред.: В. М. Мерзляков. – М., 1990. – 117 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Верхоянская. Лист Q-54-XXXI,XXXII (Усть-Нера). Объяснительная записка / Сост.: В. В. Калашников, А. И. Аверченко, С. С. Федорова. Ред.: Р. И. Протопопов. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. – 90 с. + 5 листов граф. прил.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-56 – Сеймчан. Объяснительная записка / Авт.: В. М. Кузнецов, С. В. Жигалов, Т. А. Ведерникова, В. И. Шпикерман; науч. ред.: В. И. Шпикерман. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. – 426 с. + 16 вкл. и 6 листов граф. прил.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Яно-Индигирская. Листы R-54-XXVII,XXVIII (Уянди). Объяснительная записка / Сост.: Ю. Н. Петров, В. С. Шульгина, Л. С. Симонова, Г. В. Иваненко, Е. В. Афанасьева, В. А. Камалетдинов. Ред.: А. К. Иогансон. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2010. – 317 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-54 – Оймякон. Объяснительная записка /. Авт.: Г. Г. Казакова, А. Ф. Васькин, А. П. Кропачев, О. И. Щербаков и др. Науч. ред.: А. П. Кропачев. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013а. – 400 с. + 6 вкл. и 6 листов граф. прил.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Колымская. Лист P-56-VIII (Эльген-Уголь). Объяснительная записка / Авт.: В. М. Кузнецов, В. Г. Ермоленко, С. В. Жигалов и др. Ред.: Б. Ф. Палымский. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013б. – 204 с. (электронное издание).

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-55 – Сусуман. Объяснительная записка / Авт.: В. И. Шпикерман, И. В. Полуботко, А. Ф. Васькин, В. В. Петухов и др. Ред.: В. И. Шпикерман, В. В. Петухов, Л. Р. Семенова. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 520 с. + 10 листов граф. прил.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Верхоянская. Лист Q-55-XXXI,XXXII (Артык). Объяснительная записка / Сост.: И. А. Зарубин, Л. И. Павлова, В. В. Калашников. Ред.: В. В. Калашников. – М.(СПб.): Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. – 260 с. + 3 листа граф. прил. *(электронное издание, сайт ВСЕГЕИ).*

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2016 и 2017 гг. / Гл. ред.: Е. А. Киселев. Ред.: С. А. Аксенов, А. П. Данилов, И. В. Егорова (отв. за выпуск) и др. Авт.-сост.: Н. А. Василькова, А. А. Горева, В. А. Данильченко и др. – М.: ФГБУ «ВИМС» : ООО «Минерал-Инфо», 2018. – 372 с.

Гранник В. М. Континентальный мел Восточного Сахалина // Континентальный мел СССР. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. – С. 187–190.

Граница ордовика и силура на Северо-Востоке СССР / Авт.: Т. Н. Корень, М. М. Орадовская, Л. Я. Пылма и др. – Л.: Наука, 1983. – 205 с.

Грачёв А. Ф., Деменецкая Р. М., Карасик А. М. Проблема связи Момского континентального рифта со структурой срединно-океанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике, 1973. Вып. 8. – Л.: НИИГА, 1973. – с. 56–75.

Грачёв А. Ф., Деменицкая Р. М., Карасик А. М. Срединный Арктический хребет и его материковое продолжение // Геоморфология. – 1975, № 1. – С. 42–45.

Грачёв А. Ф. Рифтовые зоны Земли. – Л.: «Недра», 1977. – 247 с.

Гребенников Г. А. Тектоническое развитие в позднем докембрии и палеозое Селеннях-ского горст-антиклинория (Северо-Восток СССР) // Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. – Л., 1975. – 22 с.

Гресов А. И. Геолого-промышленная оценка метаноресурсного потенциала и перспектив углеметанового промысла в углегазоносных бассейнах Северо-Востока России // Автореф. дисс. на соискание уч. степ. докт. геол.-минерал. наук. ФГАОУ высшего образования «Национальный исследовательский Томский политехнический университет», ФГБУ Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичева ДВО РАН. – Томск–Владивосток, 2014.

Гринберг Г. А., Бахарев А. Г., Недосекин Ю. Д., Сурнин А. А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачнинского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1974. – С. 50–107.

Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е., Мокшанцев К. Б., Славин В. И., Хаин В. Е. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных // Геотектоника. – 1977. – № 4. – С. 32–45.

Губкин Н. В. Очерк гидрогеологии части Охотско-Колымского края // Колыма. – 1944. – № 6.

Губкин Н. В. Подземные воды бассейна верхнего течения Колымы. – М.: Изд-во АН СССР, 1952.

Гуляев П. В. К тектонике Алазейского поднятия // Геотектоника. – 1975. – № 6. – С. 30–43.

Гуляев П. В. Об эвгеосинклинальных образованиях в зоне между Момским и Арга-Тасским хребтами (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. – 1980. – № 5. – С. 81–93.

Дагис А. С. Юрские и раннемеловые брахиоподы Севера Сибири // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. Вып. 41. – М.: Наука, 1968. – 167 с. + 26 фототаблиц.

Данилов В. Г. Верхнеюрские отложения Момского горст-антиклинория // Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. – Якутск, 1984. – С. 98–105.

Данилов В. Г., Ставский А. П. Стратиграфия и литология Уяндино-Ясачнинского вулканического пояса (Северо-Восток СССР) // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол, 1984, Т. 59, вып. 1. – С. 44–56.

Дзема И. И., Бородин Н. П. Проблемы строения и эволюции Момского континентального рифта (горная система Черского) // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов: Программа и тез. докл. 29 тектон. совещ. (Москва, 30 янв. – 3 февр. 1996 г.). – М.: 1996. – С. 44.

Дзюба О. С., Нальняева Т. И. Новый вид раннебайосских Megateuthidae (Belemnitida) с Тихоокеанского побережья России // Палеонтологический журнал. – 2011. – № 3. – С. 25–30.

Диман Е. Н. Связь оксиграфических показателей гранитоидов с металлогенией // Вопросы магматизма и оруденения Якутии. Труды II Всесоюзного совещания «Рудообразование и его связь с магматизмом». – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. – С. 30–43.

Дмитриев П. С. Геоморфология Момского континентального рифта (Якутия) // Наука – невостребованный потенциал: Тез. докл. межвуз. науч.-практ. конф., посвящ. 40-летию Якут. гос. ун-та им. М. К. Аммосова (Якутск, 5-7 июня 1996 г.). Т. 1. – Якутск, 1996. – С. 96–97.

Дмитриев П. С. Тектонический рельеф Момской рифтовой зоны (Якутия) // Вестн. Том. гос. ун-та. Сер. «Науки о Земле» (геология, география, метеорология, геодезия), 2003. Прил. № 3. Материалы научной конференции «Проблемы геологии и географии Сибири» (2–4 апр. 2003 г.), (ч. 4). – С. 43.

Дмитриев П. С., Третьяков М. Ф. Неотектонический рельеф верхнего течения р. Мома (Момский рифт) (Якутия) // Отеч. Геология. – 2003. – № 3. – С. 58–60.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. – Новосибирск: Наука, 1974. – 428 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма высоких давлений / Под редакцией акад. В. С. Соболева. – М.: Недра, 1974. – 328 с.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений / Под редакцией акад. В. С. Соболева. – М.: Недра, 1972. – 284 с.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Фации метаморфизма / Под редакцией акад. В. С. Соболева. – М.: Недра, 1970. – 430 с.

Добрецов Н. Л. Основы тектоники и геодинамики. – Новосибирск: НГУ, 2011. – 488 с.

Дополнения к стратиграфическому кодексу России. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 107 с.

Дубатолов В. Н., Николаев А. А., Преображенский Б. В. Стратиграфия и табуляты нелюдимской свиты Омулевских гор (Северо-Восток СССР) // Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона. – М.: Наука, 1968. – С. 168–204.

Дубатолов В. Н., Тильман Л. С. О границе нижнего и среднего девона в Омулевских горах (Северо-Восток СССР) // Палеонтология и биостратиграфия палеозоя Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. – С. 79–107.

Дылевский Е. Ф. Зональность юго-восточной части Уяндино-Ясачненского вулканического пояса (Восточная Якутия) // Ассоциации изверженных горных пород Северо-Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ, 1988. – С. 115–131.

Дылевский Е. Ф. Зональность Уяндино-Ясачненского вулканического пояса и его тектоническая природа (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. – 1994. – № 4. – С. 52–62.

Еловских В. В. Магматические эпохи и формации Верхояно-Колымской складчатой области // Магматизм Северо-Востока. Ч.1. Общие вопросы магматической геологии Северо-Востока СССР и Камчатки. – Магадан, 1974. – С. 66–72.

Ермоленко В. Г. Стратиграфия среднеюрских отложений верховьев р. Омулёвки (верховья р. Колымы) // Новые местные стратоны фанерозойских отложений Колымо-Омолонского региона и Северного Приохотья. – Магадан, 1997. – С. 36–40.

Ефимова А. Ф. О меловом возрасте некоторых «кайнозойских» отложений Алазейского плато. // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16. – Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1963. – С. 302–305 + вкл.

Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1977. – 277 с.

Зайцев А. И. Rb-Sr изотопные системы изверженных пород Хуламринского массива // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН. 5-7 апреля 2017 г. В 2-х томах. Т. II. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. – С. 107–113.

Зайцев А. И., Ненашев Н. И., Косенко Н. П., Тыллар В. И. Предварительные данные о возрасте гранитоидов тоналит-плагиогранитного комплекса Алазейского поднятия // Бюллетень научно-технической информации. Геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1982. – с. 25-28.

Зарины В. и Е. Путешествие М. П. Черской. – М.: Географгиз, 1952. – 64 с.

Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски Севера Сибири. – М.: Изд-во Наука, 1966.

Захаров В. А. Бухииды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома // Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР, Вып. 458. – М.: Наука, 1981. – 271 с.

Зигерт К. Развитие оледенения Верхоянского хребта и его предгорий в плейстоцен: результаты новых исследований // Региональная геология и металлогения. – 2007. – № 30–31. – С. 222–228.

Зимкин А. В. У истоков Колымы (записки геолога). – Магадан, 1963. – 182 с.

Зинченко В. Н. Палеогеография раннего мела Северо-Востока Якутии // Стратиграфия и палеонтология Урала и Азиатской части СССР. Записки Ленинградского ордена Ленина, ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени горного института им. Г. В. Плеханова. Т. LXXIII, вып. 2, 1978 г. – Ленинград, 1978. – С. 99–108.

Зинченко В. Н. Стратиграфия нижнемеловых отложений в Момо-Зырянском прогибе // Геология и геофизика. – 1981. – № 2. – С. 91–101.

Зинченко В. Н., Арчегов В. Б., Ситников В. С. Зырянский прогиб – перспективная нефтегазоносная область Восточной Якутии // Геология нефти и газа. – 1987. – № 10. – С. 40–44.

Иванов Н. В., Тараканов А. С. Опыт ритмостратиграфического расчленения угленосных отложений Зыряно-Силяпского района // Геология и геофизика. – 1978. – № 2 (218). – С. 61–70.

Иванов О. Н. Геология Алазейского нагорья в связи с тектоническим районированием Северо-Востока СССР // Принципы тектонического районирования. – Владивосток, 1975. – С. 227–235.

Иванова Е. К. Палинологическая характеристика мезозойских отложений бассейнов рек Амги и Чабыды // Доклады на XIV научной сессии ЯФ СО АН СССР. Геология и полезные ископаемые Якутской АССР. Труды ЯФ СО АН СССР. Серия геологическая. Сборник № 14, 1962. – Якутск: Якутское книжное изд-во, 1962. – С. 89–110.

Ивановский А. Б. Ругозы // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 242, 1975. – М.: Наука, 1975. – 123 с.

Ивановский А. Б., Шурыгина М. В. Ревизия ругоз Урала // Труды ИГиГ СО АН СССР. Вып. 218, 1975. – Новосибирск: Сибирское отделение изд-ва «Наука», 1975. – 166 с.

Имаев В. С. Тектоническая нарушенность земной коры Северо-Восточной Якутии // Тихоокеанская геология, 1988. – № 4. – С. 50–54.

Имаев В. С. Кайнозойские надвиги и складчатые деформации системы Момских впадин. // Геология и геофизика, 1990, № 7. – с. 118-122.

Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. – 139 с.

Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Сейсмодислокации в сейсмических поясах Якутии // Геотектоника. – 1995. – № 1. – С. 79–92.

Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Сейсмотектоника Якутии. – М.: ГЕОС, 2000. – 227 с.

Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М., Шибаев С. В., Слепцов С. В. Активная тектоника, сейсмичность и развитие Момской рифтовой системы (Якутия) // Проблемы гео-

логии и металлогении северо-востока Азии на рубеже тысячелетий: Материалы XI сес. Сев.-Вост. отд-ния ВМО «Регион. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения Ю. А. Билибина» (Магадан, 16–18 мая 2001 г.). Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. – Магадан, 2001. – С. 242–244.

Имаев В. С. и др. Момский рифт (Якутия) на северо-востоке Азии: миф или реальность? // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всерос. науч. конф., посвящ. 10-летию Рос. фонда фундам. исслед. (1–4 окт. 2002 г.). – Иркутск, 2002. – С. 49–51.

Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Динамика сейсмотектонических процессов в зоне сочленения Евразиатской, Северо-Американской и Охотоморской плит (Северо-Восток Азии) // Отеч. Геология. – 2003. – № 6. – С. 69–74.

Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М. Кайнозойская геодинамика и сейсмотектоника Момского рифта (Якутия) // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии. Вып. 3: Материалы всероссийского совещания «Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальный и прикладной аспекты» (Иркутск, 20–23 сентября 2005 г.). – Иркутск, 2005. – С. 33–36.

Имаева Л. П., Имаев В. С., Козьмин Б. М. Современная геодинамика сейсмотектонической зоны Черского (Северо-Восточная Якутия) // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI Тектонического совещания. Т. I. – М.: ГЕОС, 2014. – С. 167–171.

Имаева Л. П., Имаев В. С., Козьмин Б. М. Морфотектонический анализ Андрей-Тасского сейсмотектонического максимума (Яно-Индигирский сегмент зоны Черского) // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России: Материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. – Якутск: Изд. дом СВФУ, 2015. – С. 196–199.

Ипатьева И. С. Акцессорные минералы вулканических пород центральной части Уяндино-Ясачнинского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1974. – С. 155–162.

Ипатьева И. С. Акцессорные минералы позднемезозойских гранитоидов Колымо-Омолонского массива // Магматические комплексы Северо-Востока СССР (сборник научных трудов). – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. – С. 102–127.

Ишина Е. В. Палеобиогеографическое районирование силурийского бассейна Сибирской платформы по брахиоподам // Систематика организмов. Ее значение для биостратиграфии и палеогеографии. Материалы LIX сессии Палеонтологического общества при РАН (1–5 апреля 2013 г., Санкт-Петербург). – СПб, 2013. – С. 52–54.

Кайлайнен В. И., Кулаков Ю. Н. Основные черты истории геологического развития Яно-Индигирской (Приморской) низменности в неоген-четвертичное время // Труды НИИГА. Т. 143. – М.: Недра, 1965. – С. 56–64.

Калабин А. И. Вечная мерзлота и гидрогеология Северо-Востока СССР: Труды ВНИИ-1, 1960. Т. XVIII. Мерзлотоведение. Вып. 20. – Магадан, 1960. – 470 с.

Каныгин А. В. Остракоды горной системы Черского. – М.: Наука, 1967. – 174 с.

Каныгин А. В., Ядренкина А. Г., Тимохин А. В., Москаленко Т. А., Гонта Т. В., Степанова Н. И., Сычев О. В., Маслова О. А. Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) // Геология и минерально- сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – № 5. – С. 4–57.

Караваева Н. И. К стратиграфии карбона и перми юго-западной части Омулевского поднятия // Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вып. 63. Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (Тез. докл. МВСС). – Магадан, 1974. – С. 137–140.

Карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 1 000 000. Q-55 (р. Ожогина) / Сост.: Б. В. Пепеляев, Л. Н. Попов, М. И. Терехов. Ред.: Г. Г. Попов. – М.: Картографическая фабрика Госгеолтехиздата Министерства геологии и охраны недр СССР, 1963. – 1 л.

Карта инженерно-геологического районирования Якутской АССР. Масштаб 1 : 5 000 000 / Ред.: А. И. Ефимов, И. К. Зайцев. Авт.: П. А. Соловьев. – Л.: Ленинградская картфабрика ВАГТ, 1970. – 1 л.

Карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XXVII,XXVIII (Сасыр). Авт: Е. П. Сурмилова, Б. Н. Аулов, М. И. Гедько, А. А. Константиновский. Ред.: З. П. Потапова. – Л.: Ленинградская картфабрика объединения «Аэрогеология», 1979. – 1 л.

Карта полезных ископаемых СССР. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XXXV,XXXVI (истоки реки Омчикчан) / Авт.: Н. В. Хандожко. Ред.: В. М. Мерзляков. – Л.: Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1988. – 1 л.

Карта магматических формаций части зоны сочленения Яно-Колымской миогеосинклинальной и Алазаейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатых систем в верховьях рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. Масштаб 1 : 500 000 / Сост.: Е. Ф. Дылевский. Картограф: В. И. Рачинская. – Магадан: Геолого-картографическая партия СВПГО, 1990. – 2 л.

Карта полезных ископаемых Республики Саха (Якутия). Масштаб 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Л. Н. Ковалев. Ред. колл.: В. В. Калашников (отв. ред.), Г. С. Громов, Г. В. Денисов и др. Сост.: В. А. Ян-жин-шин (отв. исп.) и коллектив авторов (22 фамилии). – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 6 л.

Качанов Е. И., Гагиев М. Х., Смирнова Л. В. Новые данные о нижнедевонских и пограничных с ними отложениях Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Тихоокеанская геология. – 1982. – № 4. – С. 79–89.

Климатологический справочник СССР. Выпуск 24 по Якутской АССР, северной части Хабаровского края, Магаданской области и северной части Камчатской области // Метеорологические данные за отдельные годы. Часть V. Влажность воздуха. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 259 с. + карта.

Классификация и номенклатура магматических горных пород: Справочное пособие // О. А. Богатиков, В. И. Гоньшакова, С. В. Ефремова и др. – М.: Недра, 1981. – 160 с.

Клубов Б. А., Мерзляков В. М. Кериты и антраксолиты девонских доманикоидов Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Тихоокеанская геология, 1989, № 5. – С. 37-43.

Козьмин Б. М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. – М.: Наука, 1984. – 126 с.

Колодезников И. И., Сурнин А. А. Эволюция среднепалеозойского магматизма Арга-Тасской и Сетте-Дабанской палеорифтовых зон. // Магматические комплексы Северо-Востока СССР (сборник научных трудов). – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1980. – С. 90–101.

Константинов А. Г., Соболев Е. С. Стратиграфия триаса северо-востока Омулевского поднятия // Отечественная геология. – 2000. – № 3. – С. 41–47.

Константинов А. Г., Соболев Е. С., Курушин Н. И., Клец Т. В., Ядренкин А. В. Зональное расчленение триасовых отложений Омулевского поднятия // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 10. – С. 1653–1669.

Константинов А. К., Некрасов А. И. Потенциально урановорудный Хангатасский район на Алазейском поднятии северо-востока России // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. КНТС, Вып. 154. – М.: ВИМС, 2009. – С. 165–178.

Константиновский А. А. Древние глыбы в юрских отложениях хребта Черского (Северо-Восток СССР) // Геотектоника. – 1975. – № 6. – С. 61–67.

Копорулин В. И., Вознесенский А. И. О соотношении верхнеюрских и нижнемеловых отложений Зырянского угленосного бассейна // Бюлл. МОИП, новая серия, Т. LXXVIII, отд. геол., Т. XLVIII, вып. 2, март – апрель. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – С. 72–81.

Корейша М. М. Оледенение Верхоянско-Колымской области // Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Междувед. геофиз. ком. при президиуме АН СССР. – М.: Наука, 1991. – 144 с.

Корень Т. Н., Шпикерман В. И. О находке девонских граптолитов на Северо-Востоке СССР // ДАН СССР, 1989. Т. 37, июль–август. – М.: Наука, 1989. – С. 175–178.

Косько М. К., Губанов И. В., Гроздилов А. Л. Геологическое строение и история развития Догдинского прогиба // Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Ротапринт НИИГА. – Л.: 1972. – С. 28–35.

Кочетков В. М., Козьмин Б. М. Оймяконское землетрясение 1971 г. и его афтершоки // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. – Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 61–67.

Краснокутский В. И. Материалы к петрографии гранитов Колымо-Индигирского края. – Л.: ГОНТИ, 1938. – 66 с.

Кропачев А. П., Коновалов А. Л., Фёдорова Н. П. Медное оруденение на северо-западе Омулёвского поднятия // Стратиформное оруденение Якутии: Сборник научных трудов. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. – С. 98–110.

Кропачев А. П., Стрельников С. И., Киселев А. А., Федорова Н. П. Доордовикские офиолитокласты Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР) // ДАН СССР. – 1987. – Т. 292, № 4. – С. 941–944.

Кротов М. А. В просторах Индигирки. – Якутск: Кн. изд-во, 1934. – 81 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. – 387 с.

Курушин Р. А., Демьянович М. Г., Кочетков В. М. Макросейсмические последствия Оймяконского землетрясения // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. – Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 50–60.

Кухаренко А. А. Койвинит – новый минерал и некоторые другие фосфаты группы флоренсита // Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. – М., 1951.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 318 с.

Лаврушин Ю. А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Труды Геологического института. Вып. 7. – Изд-во АН СССР,1963

Левин А. Г. Расчеты среднего стока и гидрологическая характеристика Яны, Индигирки и Колымы. Труды ВНИИ-1 МЦМ СССР, 1956. Раздел 1. Мерзлотоведение. Вып. 5. – Магадан, 1956. – 69 с. + прил.

Левчук М. А. Литология и перспективы нефтегазоносности юрских отложений Енисей-Хатангского прогиба. – Новосибирск: Наука, 1985.

Легенда Верхоянской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (новая серия) / Сост.: В. С. Гриненко (отв. исп.), Ю. С. Орлов, А. М. Трущелев и др. Гл. ред.: А. П. Кропачев. – Якутск, 1999а (Сайт ФГБУ ВСЕГЕИ).

Легенда Колымской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Сост.: В. С. Шульгина (отв. исп.), В. И. Ткаченко, М. Х. Гагиев и др. Гл. ред.: В. С. Шульгина. – М.: 1999б (Сайт ФГБУ ВСЕГЕИ).

Легенда Яно-Индигирской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Сост.: В. Г. Иванов (отв. исп.), А. Н. Вишневский, Л. И. Сметанникова и др. Гл. ред. А. Н. Вишневский – п. Верхний Бестях – Якутск, 2000 (Сайт ФГБУ ВСЕГЕИ).

Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) /. Сост.: Б. Ф. Палымский, А. А. Розенкранц, А. С. Урзов, В. И. Шпикерман, В. А. Ян-жин-шин и др. Гл. ред.: В. А. Ян-жин-шин. – М.: Магадан, Якутск, 2002 (Сайт ФГБУ ВСЕГЕИ).

Лейер П. У., Парфенов Л. М., Сурнин А. А., Тимофеев В. Ф. Первые 40Ar/39Ar определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозоид // Докл. АН СССР. – 1993. – Т. 329, № 5. – С. 621–624.

Лесной В. Г., Мерзляков В. М. Экономические аспекты освоения Сереченского месторождения гипса: Препринт. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. – 31 с.

Литвинов В. Е., Мальков Б. И. Типы разрезов триасовых и юрских отложений района Больших порогов р. Колымы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магаданское книжное издательство, 1972. – С. 83–96

Ложников Б. Н. Обследование урансодержащих отвалов горных пород на территории Якутии // Радиационная безопасность Республики Саха (Якутия). Материалы II республиканской научно-практической конференции 16–18 декабря 2003 г., Якутск. – Якутск: ЯФ ГУ «Издательство СО РАН», 2004. – С. 284–292.

Лычагин П. П. Андезитовый вулканизм Алазейского плоскогорья Северо-Востока СССР // Вулканология и сейсмология. – 1983. – № 4. – С. 53–61.

Лычагин П. П. Позднемезозойские гранитоидные комплексы верховьев р. Колымы // Магматизм Северо-Востока Азии. Труды Первого Северо-Восточного петрографического совещания. Часть II. Магматические комплексы Северо-Востока СССР. – Магадан: Магаданское книжн. изд-во, 1975. – С. 141–154.

Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Пономарёва Л. Г., Терехов М. И., Хмельникова О. С. Глаукофансланцевый метаморфизм Алазейского плоскогорья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 22. – Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1975. – С. 112–119.

Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вып. 77. – Магадан: СВКНИИ, 1977. – С. 18–55.

Лычагин П. П., Ликман В. Б. Позднепалеозойский пояс базитового вулканизма на Северо-Востоке СССР // Ассоциации изверженных горных пород Северо-Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. – С. 132–145.

Лычагин П. П., Дылевский Е. Ф., Шпикерман В. И., Ликман В. Б. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. – 120 с.

Магматизм складчатых и платформенных регионов СССР (Алтае-Саянской и Верхояно-Чукотской складчатых областей м Русской платформы) // Н. Н. Амшинский, П. С. Антонов, В. Н. Довгаль и др. – Л.: Недра, 1981. – 215 с.

Магматизм хребта Тас-Хаяхтах / Авт.: В. А. Трунилина, С. П. Роев, Ю. С. Орлов, А. И. Иванов. – Якутск: Изд-во ЯГУ, 2009. – 135 с.

Магматические формации СССР. В 2-х томах / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. – Л.: Недра, 1979. – 597 с.

Мальков Б. И. Тектоника Верхнеколымских мезозоид // Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. – Л., 1976. – 20 с.

Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. – С. 169–240.

Матвеенко В. Т. Краткая характеристика осадочных и вулканогенных формаций Северо-Востока // Тр. ВНИИ-1. Вып. 60–62. Геология. – Магадан, 1960а. – С. 1–12.

Матвеенко В. Т. Основные черты эндогенной металлогении Магаданской области // Тр. ВНИИ-1. 1960. Вып. 60–62. Геология. – Магадан, 1960б – С. 13–25.

Материалы по исследованиям рек Колымы и Индигирки (Народный комиссариат водного транспорта. Восточносибирское отделение гипроводтранса) // Вып. VIII: И. Ф. Молодых. Введение. Б. В. Зонов. К кадастровому описанию рек Колымо-Индигирского района. Я. П. Эйлер. Барометрическая нивелировка экспедиций Наркомвода. Под ред.: И. Ф. Молодых, К. Н. Миротворцева. – М.: Иркутск: ОГИЗ, 1934. – 220 с.

Мерзляков В. М. К стратиграфии каменноугольных и пермских отложений юго-западной части Омулёвских гор // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 19. – Магадан, 1966. – С. 3-10.

Мерзляков В. М. Новый тип разреза ордовика на Колымском массиве // Колыма. – 1967. – № 7. – С. 44–46.

Мерзляков В. М. Проявление самородной серы на востоке Якутской АССР // Колыма. – 1969. – № 2. – С. 43–44.

Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. – М.: Наука, 1971. – 152 с.

Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикском вулканизме Северо-Востока СССР // Магматизм Северо-Востока СССР. – М.: Наука, 1973. – С. 207–212.

Мерзляков В. М., Лычагин П. П., Терехов М. И. Ещё раз о проблеме Колымского массива // Геотектоника. – 1980. – № 1. – С. 43–55.

Мерзляков В. М., Шпикерман В. И., Гагиев М. Х. Сереченское месторождение гипса. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР (препринт), 1987. – 45 с.

Мерзляков В. М., Шпикерман В. И., Шпикерман Л. А., Дылевский Е. Ф., Терехов М. И. Структурно-формационная карта части зоны сочленения Яно-Колымской миогеосинклинальной и Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатых систем в верховьях рек

Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Ясачная и Сеймчан. Масштаб 1 : 500 000. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – 3 л.

Металлогеническая карта части зоны сочленения Яно-Колымской миогеосинклинальной и Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатых систем в верховьях рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. Масштаб 1 : 500 000 / Сост.: В. И. Шпикерман, С. И. Цыкарев. Картограф: В. И. Рачинская. – Магадан: Геолого-картографическая партия СВПГО, 1990 . – 2 л.

Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000 / Гл. ред. О. Х. Цопанов. Зам. гл. ред.: М. Е. Городинский, И. С. Розенблюм. Ред.-сост.: Г. М. Сосунов, Н. В. Ичетовкин, М. Л. Гельман. Ред.-оформ.: Н. С. Кашина. Члены ред. колл.: Ю. М. Бычков, П. О. Генкин, Е. Г. Дубинин и др. Авт.-сост. структурно-формационной основы карты: О. С. Березнер, Ю. М. Бычков, С. Г. Бялобжеский и др. Авт.-сост.: металлогенической части карты: В. Д. Аксенова, М. П. Баранова, Ю. С. Бочарников и др. – СПб.: Санкт-Петербургская картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 1994 . – 6 л. + 1 л. прил.

Методика изучения наледей / В. М. Пигузова, В. В. Шепелев. – Якутск: Ин-т мерзловедения, 1975. – 62 с.

Мигурский Ф. А. Перспективы нефтегазоносности Омулевского поднятия // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Новосибирск: ФГУП СНИИГГиМС, 2007.

Минюк П. С. Положение инверсии Брюнес-Матуяма в разрезах четвертичных отложений Северо-Востока России // Берингия в четвертичный период. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 147–183.

Мокшанцев К. Б., Гусев Г. С., Козьмин Б. М., Третьяков Ф. Ф. Сейсмичность, современные и древние поля напряжений Северо-Восточной Азии в связи с проблемой Момского рифта // Континентальный рифтогенез. – М.: Сов. радио, 1977. – С. 76–82.

Мохначевский Г. В., Округин А. В. Составы минералов из кайнозойских базальтовых вулканов Якутии и прилегающих территорий // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы V Всероссийской научно-практической конференции. 31 марта–2 апреля 2015 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. – С. 295–298.

Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С., Сурмилова Е. П., Дегтярев В. С., Савосина А. К., Артёмов А. В., Кац А. Г., Ставский А. П. Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива // Геотектоника. – 1977. – № 4. – С. 18–31.

Научно-прикладной справочник по климату СССР // Серия 3. Многолетние данные. Части 1–6. Выпуск 24. Якутская АССР. Книги 1,2. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 992 с.

Недосекин Ю. Д. Редкометальные граниты Северо-Востока СССР. – М., Недра, 1988. – 142 с.

Некрасов А. И. Геология и благороднометальная минерагения Верхояно-Колымской складчатой области // Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. – М., 2017. – 56 с.

Ненашев Н. И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. – М.: Наука, 1965. – 168 с. + 2 вкл.

Ненашев Н. И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. – Новосибирск: Сибирское отделение изд-ва «Наука», 1979. – 143 с. + вкл.

Ненашев Н. И., Зайцев А. И. Геохронология и проблема генезиса гранитоидов Восточной Якутии. – Новосибирск: Сибирское отделение изд-ва «Наука», 1980. – 239 с.

Ненашев Н. И., Зайцев А. И. Эволюция мезозойского гранитоидного магматизма в Яно-Колымской складчатой области. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1985. – 176 с. + вкл.

Ненашев Н. И., Зайцев А. И. Радиологические данные о возрасте магматизма Алазейского поднятия. / Бюллетень научно-технической информации. Геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1983. – с. 20-23.

Ненашев Н. И., Зайцев А. И., Наумов Г. Г. Пространственно-временные и генетические аспекты магматизма и оруденения Верхнеиндигирского района (Восточная Якутия) //

Вопросы магматизма и оруденения Якутии. Труды II Всесоюзного совещания «Рудообразование и его связь с магматизмом». – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1992. – С. 21–30.

Николаев А. А. Стратиграфия и тектоника Омулёвских гор // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1958. – Вып. 12. – С. 2–28.

Никонов В. Н. Рудоносность магматических образований северной части Верхнеиндигирского района // Рудно-магматические системы Востока СССР. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – С. 72–80.

Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А. Ф. Грачева. – М.: Изд-во «ПРОБЕЛ», 2000. – 487 с.

Нургалеев Р. Ю. Отчет по тематическим работам // Создание геохимической карты центральной части Верхне-Индигирского района масштаба 1 : 200 000 за 1991–1995 гг. – пос. Усть-Нера, 1995 г. – (Верхне-Индигирское ГГП). – ЯТГФ. – № 18691.

Обут А. М., Соболевская Р. Ф. Граптолиты ордовика Таймыра. – М.: Наука, 1964. – 92 с.+ табл.

Обут А. М., Соболевская Р. Ф., Николаев А. А. Граптолиты и стратиграфия нижнего силура окраинных поднятий Колымского массива (Северо-Восток СССР). – М.: Наука, 1967. – 162 с. + табл.

Окладников А. П., Гоголев З. В., Ащепков Е. А. Древний Зашиверск: древнерусский заполярный город. – М.: Наука, 1977. – 210 с.

Округин А. В., Мохначевский Г. В. Состав и источники магм кайнозойских внутриконтинентальных вулканов Северо-Востока России // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы Всероссийской научно-практической конференции. 1–3 апреля 2014 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2014. – С. 335–340.

Оксман В. С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). – М.: ГЕОС, 2000. – 269 с.

Оксман В. С., Ганелин В. Г., Соколов С. Д., Морозов О. Л., Третьяков Ф. Ф., Силантьев С. А. Офиолитовые пояса Арктических регионов Верхояно-Чукотской орогенной области: геодинамическая модель формирования // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 62–75.

Оксман В. С., Парфёнов Л. М., Прокопьев А. В. и др. Пояс офиолитов хр. Черского // Геология и геофизика. – 1994. – № 6. – С. 3–20.

Онищенко Б. А. Новые данные о строении и возрасте отложений Бугчанской впадины в горной системе Черского // Геология и геофизика. – 1964. – № 10. – С. 123–129.

Опорные разрезы палеозоя Северо-Востока СССР. – Магадан, 1974. – 161 с. + прил.

Орадовская М. М. Нижний ордовик Колымского массива // ДАН СССР. – 1960. – Т. 135. – № 1 – С. 158–161.

Орадовская М. М. Ордовикские отложения цепей Черского // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 16. – Магадан, 1963. – С. 140–162.

Орадовская М. М. О двух типах разреза ордовика на Колымском массиве // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 18. – Магадан, 1966. – С. 56–66.

Орадовская М. М. Биофациальная структура Колымского палеобассейна в ордовике // Палеонтология и реконструкция геологической истории палеобассейнов. Труды XXIX сессии Всесоюзного палеонтологического общества. – Л.: Изд-во «Наука», Ленинградское отделение, 1987а. – С. 62–72.

Орадовская М. М. Биостратиграфия и фации ордовика – силура Северо-Востока СССР. – М.: Недра, 1988. – 176 с.

Орадовская М. М. Ранний-средний палеозой Северо-Востока России. – Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 1997. – 55 с.

Орадовская М. М., Обут А. М. Стратиграфия, корреляция, палеогеография ордовикских и силурийских отложений на Чукотском полуострове // Стратиграфия и фауна ордовика и силура Чукотского полуострова. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 4–42.

Орадовская М. М., Соболевская Р. Ф. Путеводитель экскурсии в Омулевские горы // Тур VIII. Пробл.: Граница ордовика и силура. XIV. Тихоокеанский научный конгресс. – Магадан: Магаданское книжное издательство, 1979. – 104 с.

Основы геодинамического анализа при геологическом картировании / Ред.: И. И. Абрамович и др. – МПР РФ, ВСЕГЕИ, ГЕОКАРТ, МАНПО, 1997. – 518 с.

Островская Е. В. Кордиерит в гранитах Дарпирского батолита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 1. Первая серия – Магадан: Советская Колыма, 1945. – С. 138–147.

Павленко Ю. В. Георгиевский географический парк. Стратиграфия и палеонтология // Вестник ЧитГУ. – 2012. – № 7 (86). – С. 31–44.

Палатный П. С. К вопросу о возрасте галогенных образований бассейна реки Серечен (Гармычанский хребет) // Колыма. – 1961. – № 5. – С. 31–32.

Палеоген и неоген Северо-Востока СССР / О. В. Гриненко, Отв. ред.: Л. П. Жарикова, А. Ф. Фрадкина и др. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. – 184 с.

Палеоген и неоген Северо-Востока России // Части I, II. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России и Объяснительная записка к ней / О. В. Гриненко, А. И. Сергеенко, И. Н. Белолюбский. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1998. – 105 с.

Парфенов Л. М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеанская геология. – 1995. – Т. 14, № 6. – С. 32–43.

Парфенов Л. М., Натапов Л. М., Соколов С. Д., Цуканов Н. В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. – 1993. – № 1. – С. 68–78.

Петров О. В., Киселев Е. А., Морозов А. Ф., Шпикерман В. И., Зубова Т. Н., Шатов В. В., Змиевский Ю. П. Государственное геологическое картографирование – эффективный путь к открытию месторождений-лидеров // Региональная геология и металлогения. – 2015. – № 64. – С. 5–10.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, испр. и доп. Утв. МПК 10.01.2008 г. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 198 с.

Пигузова В. М., Шебренева Н. А. К методике изучения подземного питания рек районов распространения многолетнемерзлых пород // Исследования подземного стока в реки. – Л.: Гидрометеоиздат, 1966.

Позднепалеозойские продуктиды Сибири и Арктики // Тр. ПИН АН СССР. Т. 161 / Отв. ред. Т. Г. Сарычева. – М.: Наука, 1977. – 220 с.

Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района / Авт.: И. С. Рожков, Г. А. Гринберг, Г. Н. Гамянин, И. С. Ипатьева, Г. Г. Кухтинский, В. И. Соловьев – М.: Наука, 1971. – 240 с.

Полевой атлас ордовикской фауны Северо-Востока СССР / Сост.: З. Г. Балашов, В. А. Востокова, Р. С. Елтышева и др. – Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1968. – 284 с.

Полуботко И. В. Иноцерамовые двустворки нижней и средней юры Северо-Востока СССР и Севера Сибири // Атлас руководящих групп фауны мезозоя Юга и Востока СССР. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. – СПб.: Недра, Санкт-Петербургское отделение, 1992. – Т. 350. – 376 с.

Пономарев В. М. Подземные воды территории с мощной толщей многолетнемерзлых горных пород. – М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Попов Г. Г. Угольные месторождения Северо-Востока СССР // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока СССР. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 58–117.

Попов Ю. Н. Распространение и палеонтологическая характеристика среднетриасовых отложений Северо-Востока Азии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 1, Первая серия. – Магадан: Изд-во «Советская Колыма», 1945. – С. 89–107.

Попов Ю. Н. Основные разрезы пермских отложений на Северо-Востоке СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып 6. – Магадан, 1949.

Попов Ю. Н. Пермские аммоноидеи Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 13. – Магадан, 1958. – С. 144–148.

Попов Ю. Н. Аммоноидеи // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Тр. НИИГА. – Л.: Недра, 1970. – Т. 154 – С. 113–140.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 34. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. – 48 с. + 1 вкл.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. – 44 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 42. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. – 65 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 43. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. – 48 с

Практическая петрология. Методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам госгеолкарт. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. – 168 с.

Принципы расчленения и картировавния гранитоидных интрузий и выделения петролого-металлогенических вариантов гранитоидных серий / Ред. Ю. Б. Марин. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. – 80 с.

Прокопьев А. В., Торо Х., Бахарев А. Г. и др. Увязкинская палеорифтовая зона (Северо-Восток Азии): новые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. – 2007. – № 5. – С. 30–32.

Прокопьев А. В., Бахарев А. Г., Торо Х., Миллер Э. Л. Тас-Кыстабытский магматический пояс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb (SHRIMP) и Sm-Nd данные // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов: Материалы I международной конференции. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2008. – С. 305–308.

Пчелинцева Г. Т. Стратиграфия и фауна пластинчатожаберных Западного Приохотья // Тр. АН СССР. Вып. IX. – Л., 1962. – 106с.

Работнов В. Т., Нарожных Л. И. Распределение онколитов и катаграфий по разрезам верхнего докембрия Северо-Байкальского нагорья // Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. 25–30 октября 1965 (тезисы докладов). – Новосибирск, 1965. – С. 62–64.

Работнов В. Т., Хенвин Т. И., Фролов В. И. Масштабы газообразования в угленосных отложениях Индигиро-Зырянского прогиба (Северо-Восток СССР) // Обзор. Сер. Геол. и разв. газов. и газоконд. м-ний. – М.: ВИЭМС, 1974.– № 4. – С. 16–20.

Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма / Под редакцией акад. В. С. Соболева. – М.: Недра, 1970. – 272 с.

Репин Ю. С. Литология и фации триаса и юры Северного Приохотья // Разведка и охрана недр (ВННИГРИ). – 2010. – № 4. – С. 22–27.

Репин Ю. С., Полуботко И. В. Вавилов М. Н. Триас и юра Северо-Восточной Азии (событийный аспект) // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных регионов России (сборник научных трудов). – СПб., 1993. – С. 60–77.

Репин Ю. С., Полуботко И. В. Нижняя и средняя юра Северо-Востока России. – Магадан, 1996. – 47 с.

Репин Ю. С., Полуботко И. В. Основные черты седиментогенеза куларского этапа (T_1–T_3k) на Северо-Востоке России // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2008. www.ngtp.ru.]

Республика Саха (Якутия). Географический атлас. – Якутск–Москва, 2000. – 64 с.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. Т. 17. Лено-Индигирский район / Под ред. А. В. Шестакова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 447 с.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Северо-Востока СССР. (Рассмотрены и утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом на заседании 17 декабря 1957 г.). – М.: Госгеолтехиздат, 1959 – 66 с.+ 10 рис.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. (Рассмотрены и утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом на заседании 20–21 июня 1962 г.). – М.: Госгеолтехиздат, 1963 – 60 с.

Решения 2-ого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Северо-Востока СССР. Магадан, 1974–1975 гг. (Объяснительная записка к стратиграфическим схемам, рассмотренным и принятым Межведомственным стратиграфическим комитетом 10 марта 1975 г. и 2–3 февраля 1976 г.). – Магадан: ГКП СВТГУ, 1978. – 192 с. + прил.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР (Магадан, 1982 г.). Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 241 с.

Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. – 267 с. + компакт-диск с приложениями.

Российский металлогенический словарь. – СПб: Издательство ВСЕГЕИ, 2003. – 319 с.

Рудич К. Н. Магматизм и особенности тектонического строения хр. Сарычева (Яно-Колымская складчатая область) // Госгеолтехиздат. – 1959.

Рудич К. Н. Позднечетвертичный вулкан Балаган-Тас (Северо-Восток Азии) // Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. – М.: Наука, 1964. – С. 3-44.

Рудич К. Н. Локализация изверженных пород вдоль Правомомского разлома // Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. – М.: Наука, 1965. – С. 79-87.

Рудич К. Н. Вулкано-плутонические формации цепи Черского. – М.: Наука, 1966. – 127 с.

Рудич К. Н. О некоторых особенностях базальтов вулкана Балаган-Тас // Бюл. вулканол. ст. – М., 1972. – № 48. – С. 78–79.

Рудич К. Н. О некоторых особенностях малоглубинных магматических образований // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. – М., 1977. – С. 133–140.

Рудич К. Н. Тепло и холод Севера. – М : Наука, 1985. – 80 с.

Руженцев В. Е. Аммоноидеи и хроностратиграфия карбона Восточной Сибири // Палеонтологический журнал. – 1975. – № 2. – С. 46–54.

Русаков И. М., Бондаренко Н. С., Кореньков Г. П., Кац А. Г., Васильева Г. А., Николаев Ю. Т. Рабочая стратиграфическая схема палеозойских отложений Алазейского плоскогорья // Труды СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. Вып. 63. Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР (Тез. докл. МВСС). – Магадан, 1974. – С. 181–183.

Русаков И. М., Виноградов В. А. Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР // Ученые записки НИИГА, регион. геол. Вып. 15. – Л., 1969. – С. 5–27.

Русаков И. М., Кац А. Г., Бондаренко Н. С., Васильева Г. А., Кореньков Г. П., Николаев Ю. Т. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР) // Доклады АН СССР. – 1975. – Т. 223. – № 1. – С. 178–181.

Рыка В., Малишевская А. Петрографический словарь: Перевод с польского. – М.: Недра, 1989. – 590 с.

Савосина А. К., Натапов Л. М., Сидяченко А. И., Шарковский М. Б. Спилит-диабазовая формация хребта Арга-Тас (Северо-Восток СССР) // ДАН СССР. – М.: Наука, 1976. – Т. 230, № 2. – С. 414–417.

Самылина В. А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. (К проблеме становления флор кайнофита). Доложено на двадцать седьмом ежегодном Комаровском чтении 16 октября 1972 г. // Комаровские чтения, XXVII. – Л.: Изд-во «Наука», Ленинградское отделение, 1974. – 56 с.

Сакс В. Н. К тектонике северо-восточной части Якутии // Проблемы Арктики. – Л.: Изд-во Главсевморпути, 1938. – № 5–6. – С. 95–102.

Сакс В. Н. К стратиграфии мезозойских отложений Северо-Восточной Якутии // Проблемы Арктики. – 1939. – № 2. – С. 46–61.

Сакс В. Н., Моор Г. Г. Геология и петрография Алазейского плато // Труды ГГУ ГУСМП при СНК СССР. – Л.-М.: Изд-во Главсевморпути, 1941. – Т. 5.– С. 37–50.

Сарычев Г. А. Путешествие по северо-восточной части Сибири, Ледовитому морю и Восточному океану. – М.: Географгиз, 1952. – 328 с.

Сарычев Г. А. Путешествие флота капитана Сарычева по северо-восточной части Сибири, Ледовитому морю и Восточному океану. – М.: Издательство «Э», 2016. – 448 с.

Седов Р. В. Горная страна Черского. (Северо-Восток России. Путешествия). – Хабаровск, 2003. – 238 с.

Сенников Н. В. Граптолиты палеозоя Средней Сибири (систематика, филогения, биохронология, биологическая природа, палеозоогеография) // Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Труды, вып. 826. – Новосибирск: Издательство СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. – 227 с.

Сенников Н. В., Толмачева Т. Ю., Обут О. Т. и др. Зональное расчленение ордовикских отложений Сибири по пелпгическим группам фауны // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 54, № 4. – С. 761–781.

Сидоров А. А. Рудные формации фанерозойских провинций. – Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. – 85 с.

Сидяченко А. И. Стратиграфия девонских отложений Момского хребта (Северо-Восток СССР) // Сов. геология, 1980. – № 2. – С. 60–68.

Сидяченко А. И., Каныгин А. В. К стратиграфии ордовикских отложений Омулёвских гор (Северо-Восток СССР) // Геология и геофизика. – 1965. – № 3. – С. 151–155.

Смирнов В. Н., Глушкова О. Ю. Сейсмодислокации – геоморфологические аномалии на фоне развивающегося экзогенного рельефа в хр. Улахан-Чистай (сейсмический пояс Черского) // Вестник СВНЦ ДВО РАН. – 2015. – № 4.

Собакин П. И., Перк А. А. Радиоактивные элементы в почвах Якутии // Вестник ДВО РАН. – 2013. – № 5. – С. 77–86.

Собакин П. И., Чевычелов А. П., Ушницкий В. Е. Радиоэкологические исследования на объектах геологоразведочных работ на уран в Якутии // Радиационная безопасность Республики Саха (Якутия). Материалы III республиканской научно-практической конференции 18–20 сентября 2011 г. Якутск. – Якутск, 2011. – С. 383–400.

Соболев А. П., Колесниченко П. П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. – М.: Наука, 1979. – 180 с.

Соловьёв В. И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. – Новосибирск: Наука, 1986. – 262 с.

Спектор В. Б. Неогеновые тектоногравитационные микститы хребта Улахан-Чистай (Северо-Восток).

Спектор В. Б., Шестакова А. А., Торговкин Я. И., Спектор В. В. Обобщение данных о криолитозоне на инженерно-геологической карте Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000 // Научный вестник. – 2015. – № 2 (4). – С. 59–73.

Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. – Рига: Изд-во АН Латвийской ССР, 1958. – 378 с.

Ставский А. П. Меловой магматизм и тектоника Алазейского плоскогорья // Геотектоника. – 1981. – № 4. – С. 90–103.

Ставский А. П. Нижнеиндигирская рифтовая зона – новый элемент структуры Северо-Востока СССР // ДАН СССР. – 1982. – Т. 262, № 6. – С. 1443–1446.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. – 2019. – 92 с.

Стратиграфический словарь Северо-Востока СССР. – Магадан: Магаданское книжное изд-во, 1959. – 167 с.

Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. – Л.: Недра, 1975. – 622 с.

Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. – Л.: Недра, 1977. – 535 с.

Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. – Л.: Недра, 1979. – 592 с.

Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система. – Л.: Недра, 1982. – 616 с.

Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР / Сост.: К. В. Паракецов, Г. И. Паракецова. – М.: Недра, 1989. – 298 с.

Структура и эволюция земной коры Якутии / Отв. ред. член-корр. АН СССР В. В. Ковальский, Авт.: Г. С. Гусев, А. Ф. Петров, Г. С. Фрадкин и др. – М.: Наука, 1985. – 248 с.

Структурно-формационная карта части зоны сочленения Яно-Колымской миогеосинклинальной и Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной складчатых систем в верховьях рек Мома, Зырянка, Рассоха, Омулевка, Таскан, Ясачная и Сеймчан. Масштаб 1 : 500 000 / Сост.: В. М. Мерзляков, В. И. Шпикерман, Л. А. Шпикерман, Е. Ф. Дылевский, М. И. Терехов. Картограф: В. И. Рачинская. – Магадан: Геолого-картографическая партия СВПГО, 1990 г. – 3 л.

Сурмилова Е. П., Поташова М. Н. Стратиграфия и условия образования нижне-, среднедевонских отложений обрамления Момской впадины // Геология и геофизика. – 1978, № 11. – С. 57–67.

Сурнин А. А. Среднепалеозойский магматизм Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Магматические комплексы Северо-Востока СССР (сборник научных трудов). – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. – С. 62–89.

Сурнин А. А. Позднеюрские ультраосновные и основные комплексы Колымского массива. – Новосибирск: Изд-во «Наука», Сибирское отделение, 1990. – 160 с.

Сурнин А. А. Кайнозойский вулканизм Северо-Востока Якутии // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Материалы конференции в 4-х томах. Т. II. Магматизм и метаморфизм, кимберлиты и алмазообразование. – Якутск: Изд-во ИГН СО РАН, 1997. – С. 18–19.

Сычев С. Н., Лебедева О. Ю., Рогов А. В., Маклашин В. Среднепалеозойский гранитоидный магматизм Рассошинской зоны Омулёвского поднятия // Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России. Материалы X Всероссийской научн.-практич. Конф. с международным участием. 08–10 апреля 2020 г. – Якутск, 2020. – С. 135–138.

Сычев С. Н., Худолей А. К., Лебедева О. Ю. и др. Силурийский гранитоидный магматизм Рассохинского террейна (Северо-Восток Росси) // Докл. РАН. Науки о Земле. – 2020. – Т. 49, № 2. – с. 7–12.

Тарабукин В. П. Биостратиграфия и конодонты ордовикских отложений Северо-Востока Азии. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2006. – 146 с.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.

Тектоника, магматические и метаморфические комплексы Колымо-Омолонского массива / Авт.: Г. А. Гринберг, Г. С. Гусев, А. Г. Бахарев и др. Отв. ред.: Г. А. Гринберг, К. Н. Рудич. – М.: Наука, 1981. – 359 с.

Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. 1973 г. / Ред. кол.: К. Б. Мокшанцев – отв. ред., Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев, А. Ф. Петров, Г. И. Штех. Спец. содержание: коллектив авторов ИГ ЯФ СО АН СССР. – М.: Фабрика № 4 ГУГК, 1976. – 6 л.

Тектоническое строение Якутской АССР / Авт.: К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев, Э. В. Деньгин, Г. И. Штех. Отв. ред. член-корр. АН СССР: Ю. А. Косыгин. – М.: Наука, 1964. – 292 с.

Теплов А. К., Попов Л. Н. Стратиграфия и магматизм бассейна верхнего течения Индигирки // Геология и полезные ископаемые центральной части Главного металлогенического пояса Северо-Востока СССР. Сборник научных трудов. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. – с. 4-18.

Терехов М. И., Дылевский Е. Ф. Геология хребта Арга-Тас. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР (препринт), 1988. – 47 с.

Терехов М. И., Дылевский Е. Ф., Ликман В. Б. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-осадочных толщ хр. Арга-Тас // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1988. – С. 48–59.

Тимофеев А. А. О переходной верхнеюрско-нижнемеловой толще Зее-Буреинской впадины // Известия Томского Ордена Трудового Красного Знамени политехнического института им. С. М. Кирова. – 1966. – Т. 151. – С. 265–268.

Типовые условные обозначения для тектонических карт // Д. Н. Чистяков, В. В. Русс, Д. А. Кириков и др. Гл. редактор: Н. В. Межеловский. – М.: МПР РФ, 1997. – 151 с.

Толстихин Н. И. Подземные воды мёрзлой зоны литосферы. – М.-Л.: Госгеолитиздат, 1941. – 204 с.

Толстихин О. Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1974. – 164 с.

Третьяков Ф. Ф. Эволюция тектонических структур Колымского массива. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1987. – 140 с.

Трофимов Н. С., Ковальский Д. С., Азизов О. Х., Березнев М. В., Быстров И. Г., Васильева Г. В., Гребенкин Н. А., Иоспа А. В. Минеральный состав руд и условия формирования уранового оруденения проявления Кадылчан на Алазейской площади (Республика Саха (Якутия) // Геологический вестник Якутии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – 2017. – № 1 (16). – С. 33–42.

Трунилина В. А. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований северо-востока Якутии. Новосибирск: Наука. – 1992. – 257 с.

Трунилина В. А. Анорогенные гранитоиды северо-востока Верхояно-Колымских мезозоид // Россыпи, источники, их генезис и перспективы. – Якутск, 2000. – С. 48–53.

Трунилина В. А., Роев С. П. К проблеме офиолитов на северо-востоке Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология. – 2012. – № 5. – С. 96–105.

Угленосность и угленосные формации Якутии. – М.: Наука, 1966. – 170 с.

Халцедоны Северо-Востока СССР / Авт.: В. И. Гончаров, М. Е. Городинский, Г. Ф. Павлов и др. – М.: Наука, 1987. – 190 с.

Устиев Е. К. Анюйский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. – 124 с.

Филимонова Т. В. Новые виды отряда Nodosariida из кунгурско-уфимских (пермь) отложений Колымо-Омолонского региона (Северо-Восток России) // Палеонтологический журнал. – 2015. – № 1. – С. 3–11.

Фролова Т. И. Гомодромная и антидромная последовательность магматизма и земная кора // Вестник МГУ. – 1991. – Сер. 4., № 1. – С. 3–19.

Фролова Т. И. Вулканизм и его роль в эволюции нашей планеты // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – № 2. – С. 74–81. (интернет-ресурсы: http://www.pereplet.ru/obrazovanie/stsoros/43.html, http://popovgeo.sfedu.ru/sites/default/files/library/Фролова 1996_2.pdf).

Хабибулина Т. С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид (петрогенетические аспекты). – Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2003. – 148 с.

Хандожко Н. В. Ивашкинский и журский комплексы метаморфических пород Омулевского поднятия // Бюллетень научно-технической инфрмации. Геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1982. – С. 3–6.

Ханчук А. И., Голозубов В. В., Мартынов Ю. А., Симаненко В. П. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии: Программа и тезисы XXX тектонического совещания. – М., 1997. – С. 240–243.

Ханчук А. И., Голозубов В. В. Режим трансформной окраины на востоке Азии в мезозое и кайнозое // Эволюция тектонических процессов в истории земли. Материалы XXXVII тектонического совещания. – Новосибирск, 2004. – Т. 2. – С. 249–252.

Цуканов Н. В., Соколов С. Д. Новые данные о возрасте вулканических комплексов Алазейского плокогорья (Северо-Восточная Якутия) // Тихоокеанская геология. – 2019. – Т. 38. – С. 3–11.

Черский И. Д. Неопубликованные статьи, письма и дневники. Статьи о И. Д. Черском и А. И. Черском. – Иркутск, 1956. – 371 с.

Чирихин Ю. Д., Головачёв М. А. Материалы по лоции р. Индигирки и её дельты. Приложение к атласу. По работам Якутской экспедиции Академии наук СССР. – Ленинград: Издательство Главсевморпути, 1935 – 124 с.

Шаталов Е. Т. О состоянии изучения магматизма Северо-Востока СССР и дальнейших его исследованиях // Труды Первого Северо-Восточного петрографического совещания. Часть I. Общие вопросы магматической геологии Северо-Востока СССР и Камчатки. – Магадан, 1974. – С. 5–17.

Шатский Н. С. Избранные труды. Том III // Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. – М.: Наука, 1965. – 348 с.

Шахтыров В. Г. Возраст и мезо-кайнозойская кинематика тектонических движений Момской рифтовой зоны (Якутия) // Естеств. и техн. науки. – 2008. – № 5. – С. 136–141.

Швецов П. Ф. Подземные воды Верхоянско-Колымской горно-складчатой области и особенности их проявления, связанные с низкотемпературной вечной мерзлотой. – Изд-во Академии наук СССР, 1951. – 280 с.

Шевченко В. М., Палымская З. А. Зеленокаменные пояса Колымо-Омолонского региона // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Материалы XI сессии Северо-Восточного отделения ВМО «Региональная научно-практическая конференция, посвящённая 100-летию со дня рождения Ю. А. Билибина» (Магадан, 16–18 мая 2001 г.). Т. 1. Региональная геология, петрология и геофизика. – Магадан: СВКНИИ, 2001. – С. 217–220.

Шепелев В. В. К вопросу о классификации наледей // Вопросы гидрогеологии криолитозоны. – Якутск, 1975. – С. 107–118.

Шер А. В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена Крайнего Северо-Востока СССР и Северной Америки. – М.: Наука, 1971. – 312 с.

Шер А. В. Возраст четвертичных отложений Яно-Колымской низменности и ее горного обрамления // ДАН СССР. – 1984. – Т. 278, № 3. – С. 708–713.

Шер А. В., Гитерман Р. Е., Зажигин В. С., Киселев С. В. Новые данные о позднекайнозойских отложениях Колымской низменности // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1977. – № 5. – С. 69–83.

Шер А. В., Каплина Т. Н., Гитерман Р. Е. и др. Путеводитель научной экскурсии по проблеме «Позднекайнозойские отложения Колымской низменности», тур XI, август 1979. – М., 1979. – 116 с.

Шестакова А. А., Спектор В. Б., Торговкин Я. И., Спектор В. В. Опыт составления инженерно-геологической карты Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000 // Наука и образование. – 2016. – № 2. – С. 48–57.

Шибаев С. В., Козьмин Б. М., Петров А. Ф., Тимиршин К. В. Сейсмическая активизация в системе хребтов Черского в 2013 г. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Материалы Всероссийской научно-практической конференции, 6–8 апреля 2016 г. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2016. – С. 611–614.

Шило Н. А., Гельман М. Л., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе // ДАН СССР. – 1973а. – Т. 213, № 6. – С. 1385–1387.

Шило Н. А., Мерзляков В. М., Терехов М. И., Тильман С. М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система – новый элемент мезозоид Северо-Востока СССР // ДАН СССР. – 1973б. – Т. 210, № 5 – С. 1174–1176.

Шкатова В. К., Грундан Е. Л. Совершенствование «Стратиграфической схемы квартера территории России» с целью повышения геологической обоснованности и качества Госгеолкарт 1000/3 и 200/2 // Неоген и квартер России: стратиграфия, события и палеогеография. – М.: Геос., 2018. – с. 88-94

Шпикерман В. И. Новые данные о проявлениях самородной серы на востоке Якутской АССР // Колыма, 1988, № 8. – С. 17–19.

Шпикерман В. И. Стратиформное оруденение центральной части Северо-Востока России // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. – С. 5–20.

Шпикерман В. И. Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. – 333 с.

Шпикерман В. И. Вулканические серии Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии. Материалы IV регионального пет-

рографического совещания по Северо-Востоку России (Магадан, 4–6 апреля 2000 г.). – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. – С. 67–72.

Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Егоров В. Н. О силурийском тектогенезе, магматизме и метаморфизме на Северо-Востоке Азии // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. – Т. 1. – С. 102–103.

Шпикерман В. И., Горячев Н. А., Мерзляков В. М. Новый тип вольфрамового оруденения на Северо-Востоке СССР // Колыма. – 1986. – № 11. – С. 25–27.

Шпикерман В. И., Мерзляков В. М. О базальных слоях палеозойского разреза Омулевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. – Магадан, 1988. – С. 5–27.

Шпикерман В. И., Мерзляков В. М., Лычагин П. П., Савва Н. Е., Гагиев М. Х., Ликман В. Б. Медное оруденение в ордовикских вулканитах на востоке Якутской АССР // Тихоокеанская геология. – 1988. – № 4. – С. 55–64.

Шпикерман В. И., Шпикерман Л. А. О надвигах Омулевского поднятия // Тектоника и минерагения Северо-Востока СССР в свете новых тектонических концепций: Тез. докл. школы-семинара. Магадан, октябрь 1990 г. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – С. 252–254.

Штрюбель Г., Циммер З. Х. Минералогический словарь. Пер. с нем. – М.: Недра, 1987. – 494 с.

Юдомский комплекс стратотипической местности / Авт.: М. А. Семихатов, В. А. Комар, С. Н. Серебряков // Труды ГИН АН СССР. Вып. 210. – М.: Наука, 1970. – 198 с.

Яковлев П. Д. Промышленные типы рудных месторождений. Учебное пособие для вузов. – М.: Недра, 1986. – 358 с.

Boric R., Holmgren C., Wilson N. S. F., Zentilli M. The Geology of the El Soldado Manto Type Cu (Ag) Deposit, Central Chile; in Porter, T. M. // (Ed.), Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, Volume 2, PGC Publishing: Adelaide. – 2002. – Pp. 185–205.

Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé (Lyon Neuchatel, September, 1973) // Mém. Bureau Rech. Géol. Min. – 1975. – T. 86. – 383 p.

Klohn E, Holmgren C., Ruge H. El Soldado, a Stratabound Copper deposit, Associated with Alkalin Volcanism in Central Chilean Coastal Range. In Fonbote L., Amstutz G.C., Cardozo M., Cedillo E., and Frutos J. (eds.). Stratabound ore deposits in the Ande. – 1990. – Pp. 435-448.

Frost B. R., Arculus R. J., Barnes C. G., Collins W. J., Ellis D. J., Frost C. D. (2001). A geochemical classification of granitic rocks // Journal of Petrology. – 2001. – № 42. – Pp. 2033–2048.

Layer P. W., Newberry R., Fujita K. et al. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on 40Ar/39Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. – 2001. – Vol. 29. – No. 2. – Pp. 167–170.

Martin J. Head Formal subdivision of the Quaternary System/Period: Present status and future directions // Quaternary International 500. – 2019. – Pp. 32–51.

Nokleberg W. J., Parfenov L. M., Monger J. W. H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map // U.S. Geol. Survey Open-File Report 94–714. – 1994. – 222 p.; 2 sheets, scale 1 : 5 000 000; 2 sheets, scale 1 : 10 000 000.

Oliveros V., Feraud G., Aguirre L., Ramirez L. E. Detailed 40Ar/39Ar dating of geologic events associated with the Mantos Blancos copper deposit, northern Chile March // Mineralium Deposita. – 2008. – Vol. 43. – No. 3. – Pp. 281–293.

Oxman V. S., Parfenov L. M., Prokopiev A. V. et al. The Chersky Range Ophiolite, Northeast Russia // The Journal of geology. September 1995. – Vol. 103. – No. 5. – Pp. 539–555.

Ramírez L. E., Palacios C., Townley B., et. el. The Mantos Blancos copper deposit: an upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the Coastal Range of Northern Chile // Mineralium Deposita. – 2006. – Vol. 41. – Iss. 3. – Pp. 246–258.

Sey I. I., Repin Y. S., Kalacheva E. D., Okuneva T. M., Paraketsov K. V., Polubotko I. V. Eastern Russia. In Westermann, G. E. G. ed., Jurassic of the Circum-Pacific. World and Regional Geology 3, Cambridge Univ. Press, Cambridge. – 1992. – Pp. 225–245.

Sillitoe R. H., Perello J. Andean Copper Province: Tectonomagmatic Settings, Deposit Types, Metallogeny, Exploration, and Discovery // Economik Geology 100th Anniversary Volume. – 2005. – Pp. 845–890.

Zwart H. J. Orogenesis and metamorphic facies series in Europe. Meddel. Dan. Geol. Foren. – 1967. – No. 17. – Pp. 504–516.

Фондовая

Алейников Н. И. и др. Отчет о геологоразведочных работах в бассейне ключей Крутой, Баранчук, левых притоков речки Кунтук (Отчет Лево-Кунтукской геологоразведочной партии). Устье Неры, 1941 г. (Индигирское ГРУ). Ф. № (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Алешко Ю. Б. и др. Окончательный отчет по геолого-съёмочным работам масштаба 1 : 200 000 на листе Q-55-XXII. Партия № 3, объект 597, работы 1971–1974 гг. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Далекая и Тарын-Юрях. Москва, 1974 г.(КАГЭ № 3). Ф. № 11 440 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Алешко Ю. Б. и др. Отчет по геолого-съёмочным работам масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-55-XXI в 1974–1976 гг. Партия № 3. Объект 82. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Момы. – Москва, 1976 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 12 297 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Алешко Ю. Б. и др. Отчет о групповой геологичесой съемке масштаба 1 : 50 000 в пределах листов Q-56-56-В-в,г; Г-в.г; Q-56-57-В; -56-67-Б-б.г.; Г-б.г.; Q-56-68, 69-А.а, 80-А-а,б за 1976–1979 гг. 1980.

Алешко Ю. Б. и др. Отчет по групповой геологической съёмке масштаба 1 : 50 000 в пределах листов Q-55-8-В, Г; 9-В, Г; 20-А, Б, В, Г; 21-А, Б, В, Г; 22-А за 1980–1984 гг. – М., 1984 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 15 225 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Алстер Р. К. и др. Отчет о работе Зырянской гидрогеологической партии за 1954-1955 гг. п. Хатыннах, 1956 г. (Северное РайГРУ). Ф. №.

Аргунов М. С. и др. Отчет о работе Арга-Юряхской поисково-съёмочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1958 г. п. Усть-Нера, 1959 г. (ВИГРЭ). Ф. № 3363 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Архипов Ю. В. и др. Геологическая карта Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000. Якутск, 1977 г. (ЦКТЭ). Ф. № 12 857 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Архипов Ю. В. и др. Геологическая карта Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000 (Отчет по теме: «Составление геологической карты Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000»). Якутск, 1980а г. (ЦКТЭ). Ф. № 12 225 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Архипов Ю. В. и др. Отчет по теме: «Составление, подготовка к изданию и издание геологической карты Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000» (Объяснительная записка к геологической карте Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000). Якутск, 1980б г. (ЦКТЭ). Ф. № 13 976 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Аулов Б. Н. и др. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 500 000 в пределах Колымо-Индигирского междуречья (на листах Q-54, 55). Москва, 1983 г. (КАГЭ № 3).

Ахьяев М. Р. и др. Ревизия минерально-сырьевой базы Верхне-Индигирского горнопромышленного района (1997–1999 гг.). п. Усть-Нера, 1998 г. (Верхне-Индигирское ГУ ГГП). Ф. № 19 206 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Ахьяев М. Р. и др. Информационный геологический отчет об основных результатах и объемах работ, выполненных по объекту: «Переоценка минерально-сырьевой базы Верхне-Индигирского горнопромышленного района по состоянию на 01.01.2003 г., составление комплекта карт золотоносности м-ба 1 : 500 000 на листы Q-54, -55; P-54, -55 в 2001–2003 гг.». Якутск, 2008 г. (ЦПСЭ). Ф. № 21 466 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Ахъяев Р. М. и др. Геологический отчет о результатах оценочных и разведочных работ на месторождении россыпного золота р. Нера – Антагачан за 2009–2011 гг. с подсчётом запасов по состоянию на 01.02.2012 г. 2012 г. п. Усть-Нера, (ООО «Оймяконье»). Ф. № 3 102 173 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Бабкина Т. Г., Борисов А. А., Сосновая З. М. Отчет о результатах гравиметриче-ской съемки масштаба 1 : 200 000 на Лабынкырской площади, проведенной в 1987–1988 гг. (Лабынкырский отряд гравиметрической партии № 6). Якутск, 1989 (РГФ № 448379, Якутский ТГФ № 17262.

*Балакшин Г. Д., Карева Н. Ф., Плесум Ю. К.*Отчет о работе партии № 6 по созданию абсолютной опорной аэромагнитной сети на территории Якутской АССР в 1962 г. Нюрба, 1963. (РГФ №247856).

Балакшин Г. Д., Плесум Ю. К., Машинский А. Б. Отчет о работе партии № 6 по созданию абсолютной опорной аэромагнитной сети на территории Якутской АССР в 1963 г. Нюрба, 1964. (РГФ №255535).

Баранова З. Е., Зинченко В. Н. Верхнеюрские и нижнемеловые отложения Момо-Зырянской впадины в связи с оценкой перспектив ее нефтегазоносности. Якутская АССР. – Л., ВНИГРИ, 1975 г. (РГФ №344572).

Баранова З. Е, Данилов В. Г. Стратиграфия и двустворчатые моллюски верхнеюрских отложений Момо-Зырянской впадины. Отчет по теме: Изучение опорных разрезов юрских отложений Момского р-на за 1969–1971 гг. – Якутск, Якутское ГУ, 1971 (РГФ №313195).

Березнев М. В. и др. Отчет о результатах работ по объекту № 1-131/12 «Поисковые работы с выделением локальных участков развития слабо проявленного уранового оруденения в центральной части Алазейского поднятия». пос. Батагай, 2015 г. (ОАО «Янгеология»). Ф. № (Якутский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО»).

Бискэ С. Ф. и др. Геолого-геоморфологический очерк Колымской низменности. Окончательный отчет о работах Колымской геолого-геоморфологической дешифровочной партии за 1955 год. 1956 г. Ф. №

Бобров В. Н. и др. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 200 000 на площади листов Q-55-XVII, XVIII, Q-56-XIII, XIV, XIX, XX, XXV, XXVI за 1976–1981 гг. М., 1981 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 14 237 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Бородкина А. Н. и др. Информационный отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Хангаласского рудно-россыпного узла за 2004 г. п. Хандыга, 2005 г. (ГУ ГГП «Восточно-Якутское»). Ф. № 20 745 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Бузикова О. Г., Лисник Г. А., Ковалева Н. П., и др. Создание цифровой карты гравитационного поля территории Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 500 000, 1 : 1 000 000, 1 : 1 500 000, 1 : 2 500 000, 1 : 5 000 000 по состоянию изученности на 01.01.2005 г. в 2002–2004 гг. Якутск, 2004 (РГФ №485903).

Быков К. Я. и др. Отчет Ранней геолого-разведочной партии масштаба 1 : 10 000 о результатах геолого- радиометрических исследований в центральной части Лево-Эрикитского массива за 1951 г., пос. Нексикан, 1951 г. (Колымский поисковый отдел Первого управления Дальстроя). Ф. № 7225 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Бузов Н. В. и др. Отчет о поисково-геоморфологических работах на правобережье р.Антагачан масштаба 1 : 25 000 (Право-Антагачанская партия) за 1965 г., пос. Усть-Нера, 1966 г. (ВИГРЭ). Ф. № 7790 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Васильева Г. В. и др. Отчет о результатах работ по объекту 111-08: «Анализ состояния сырьевой базы твердых полезных ископаемых на территории Республики Саха (Якутия) с целью выбора перспективных направлений геологоразведочных работ и подготовки программ лицензирования». Якутск, 2012 г. (ГУП «Сахагеоинформ»). Ф. № 217 911 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Валитов Н. Б. и др. Отчет (внеплановый) о результатах полевого обследования Сереченской зоны выходов сульфатных пород. Казань, 1985 г. (ВНИИгеолнеруд). Ф. № 15 726 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Волкодав И. Г. и др. Объяснительная записка к структурно-формационной карте Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000. Отчет по теме: Составление и подготовка к изда-

нию структурно-формационной карты Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000 за 1977–1980 гг., Якутск, 1980 г. (ЦКТЭ). Ф. № 13 974 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Волкодав И. Г. и др. Карта магматических формаций Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000. Отчет по теме: Составление карты магматических формаций Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000 за 1980–1984 гг. Якутск, 1984 г. (ЦКТЭ). Ф. № 15 462 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Волкодав И. Г. и др. Прогнозно-металлогеническая карта Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000. Отчет по теме: Составление прогнозно-металлогенической карты Восточной Якутии масштаба 1 : 500 000 за 1982–1985 гг. Якутск, 1985 г. (ЦКТЭ). Ф. № 15 865 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Вольнов Д. А. и др. Предварительная прогнозная оценка перспектив нефтегазоносности северо-востока Якутской АССР. Отчет по теме № 408: Предварительная прогнозная оценка перспектив нефтегазоносности севера Колымского массива и Приморской низменности. Л., 1968 г. (НИИ геологии Арктики). Ф. № 8994 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Вронко Т. П. Отчет о геологических исследованиях в бассейне верхнего течения р. Делянкир 1942–1943 гг. Сусуман, 1943 г.

Гавриков С. И. Отчет Право-Курской геологоразведочной партии масштаба 1 : 50 000. пос. Усть-Нера, 1950 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ). Ф. № 3759 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Гавриков С. И. и др. Отчет о работе Онгоканской детальной геолого-поисковой партии масштаба 1 : 50 000 за 1954 г., пос. Усть-Нера, 1955 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ). Ф. № 4317 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Гайдукевич В. А. и др. Отчет о результатах работ по объекту: «Поисковые работы на подземные воды с целью водоснабжения поселка Артык Оймяконского улуса за 2012-2013 гг.» (Отчет с подсчетом запасов подземных вод на Артыкском МППВ по состоянию на 30.08.2013). Якутск, 2013 г. (ГУ ГГП РС (Я) «Якутскгеология»). Ф. № (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Ганелин В. Г. Биостратиграфия и брахиоподы верхнепалеозойских отложений Колымо-Омолонского массива. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М.: ГИН АН СССР, 1973 г. 191 с. (ГИН РАН)

Ганелин В. Г. и др. Разработка детальной стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Омулевского поднятия. (Отчет по теме № 897 за 1973 г.). Магадан, 1974 г. (СВТГУ). Ф. № 11 457 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Гедько М. И. и др. Поисковые работы на олово и ртуть в бассейне р. Тирехтях за 1976–1978 гг. М., 1978 г. (НПО «Аэрогеология»). Ф. № 13 097 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Гедько М. И. и др. Отчет о геологическом дешифрировании материалов аэро- и космических съёмок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения поисковой значимости отдешифрированных объектов и составлении геолого-минерагенической карты масштаба 1 : 500 000 в пределах листов Q-54-I,II,VII,VIII,XIII-XVII,XIX-XXIV,XXVII-XXX,XXXV-XXXVI, Q-55-XIX,XX,XXV,XXVI,XXXI,XXXII. 1981–1986 гг. М., 1986 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 16 289 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Гончаров И. М. и др. Окончательный отчет по геолого-поисковым работам на ртуть в пределах листов Q-55-23,24. М., 1976 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 12 298 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Гончаров И. М. и др. Отчет по поисковым работам на золото в центральной части Алазейского плоскогорья по работам 1978–1980 гг. Москва, 1980 г. (НПО «Аэрогеология»). Ф. № 13 830 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Гончаров И. М. и др. Отчет по поисковым работам на золото в пределах Алазейского плоскогорья 1980–1983 гг. Отряд № 11 (объект № 377). М., 1983 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 14 977 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Гордеев С. Н. и др. Отчет о результатах общих поисков месторождений сурьмы и золота в пределах Тунгусской площади за 1984–1986 гг. Листы Q-55-XXXIII, XXXIV. пос. Усть-Нера, 1987 г. (ВИГРЭ). Ф. № 16 468 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеколымская. Листы Q-55-XIII,XIV (р. Тас-Юрях), Q-55-XV,XVI (верховье р. Делькю). Объяснительная записка. Сост.: В. Я. Сорокин, В. С. Уткова. Ред.: Ю. В. Архипов. Подг. к печати 05.11.1991 г. (не изд.) – 143 с. (PDF).

Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеколымская. Q-55-XXXIII,XXXIV (Улахан-Чистай). Объяснительная записка. Сост.: В. П. Клочков. Ред.: Ю. В. Архипов. Подг. к печати 28.12.1995 г. (не изд.) – 185 с. (PDF).

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XIII,XIV (р. Тас-Юрях). Авт.: В. Я. Сорокин, В. С. Уткова. Ред.: Ю. В. Архипов. Утв. НРС Мингео при ВСЕГЕИ. Прот. от 05.11.1996а,г. (не изд.) – 1 л. (сканкопия).

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000. Среднеколымская серия. Q-55-XV,XVI (верховье р. Делькю). Авт.: В. Я. Сорокин, В. С. Уткова. Ред. Ю. В. Архипов. Утв. НРС Мингео при ВСЕГЕИ. Прот. от 05.11.1996б,г. (не изд.) – 1 л. (сканкопия).

Григорьева М. В. и др. Отчет о результатах работ по объекту: Опытно-производственные исследования по внедрению прямых геохимических и других методов поисков залежей нефти и газа в условиях Якутии за 1987–1989 гг. Якутск, 1989 г. (Трест «Якутскгеофизика»). Ф. № 17 185 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Грищенко Ш. Г. и др. Отчет по составлению рабочей опорной легенды Омулевской серии листов Государственной геологической карты СССР м-ба 1 : 50 000. пос. Усть-Омчуг, 1991 г. (Верхне-Колымская экспедиция). Ф. № (Магаданский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО»).

Гусев И. М. и др. Отчет о результатах работ по объекту № 111-77: Локальный прогноз слабоэродированных и скрытых золото-кварцевых месторождений новых морфологических типов с целью выделения участков для проведения поисковых работ в центральной части Верхояно-Колымской металлогенической провинции. Москва, 2014 г. (ФГУП «ЦНИГРИ»). Ф. № (ФГБУ «Росгеолфонд»).

Данилов А. К. и др. Отчет о результатах поисковых работ на проявлении мраморов Солнечном за 1989 г. пос. Усть-Нера, 1990 г. (ВИГРЭ). Ф. № 17 776 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Данилов А. К. и др. Отчет о результатах работ по доизучению проявления мраморов «Солнечное» в 1991–1993 гг., пос. Усть-Нера, 1993 г. (Верхне-Индигирское ГГГП). Ф. № 18 411 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Данилов В. Г. Отчет по теме: Изучение опорных разрезов юрских отложений северной части хр. Тас-Хаяхтах. (ГУП «Сахагеолфонд»), 1968 г.

Данилогорский Е. П. и др. Отчет о геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 в пределах листа Q-55-XXV,XXVI (партия по составлению листа Q-55-XXV, XXVI) за 1966 г. пос. Усть-Нера, 1967 г. (ВИГРЭ). Ф. № 8202 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Данилогорский Е. П. и др. Отчет по теме: Перспективы золоторудной базы Верхне-Индигирского золотоносного района. пос. Усть-Нера, 1971 г. (ВИГРЭ). Ф. № 10 263 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Данилогорский Е. П. и др. Отчет по работе: Оценка перспектив вольфрамоносности и оловоносности бассейна верховьев р. Индигирки. пос. Усть-Нера, 1974 г. (ВИГРЭ).

Данилогорский Е. П., Теплов А. К. Объяснительная записка к листу Q-55-XXV,XXVI Геологическая карта СССР. Серия Яно-Индигирская. 1979. Ф. № 11 646 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Демченко Л. И. и др. Отчет Дарпирской ПРП за 1965 г. пос. Нексикан, 1966 г. (Берелехское РайГРУ). Ф. № 74 243 (ФГБУ «Росгеолфонд»).

Демченко Л. И. и др. Отчет Дарпирской поисково-разведочной партии за 1970 г. пос. Нексикан, 1973 г. (Берелехское РайГРУ). Ф. № 31 913 (ФГБУ «Росгеолфонд»)

Донварь Н. Н. и др. Отчет о результатах работ за 2009–2012 гг. по объекту «Поисковые работы на рудное золото в пределах Бурустахского рудно-россыпного узла (Республика Саха (Якутия)». пос. Усть-Нера, 2012 г. (ГУ ГГП РС (Я) «Якутскгеология»). Ф. № 1183 (Якутский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО»)

Ермоленко В. Г. и др. Отчет по теме А.11.1/15 1172 за 1990–1993 гг. «Составление опорных разрезов юрских отложений юго-восточной части Инъяли-Дебинского синклинория». Магадан, 1993 г. (Верхне-Колымская ПСЭ). Ф. № 24 362 (Магаданский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО»)

Ермоленко В. Г. и др. ГДП-200 листов P-55-III, IV (Буркандинская площадь). Отчет по гос. контракту № 6ф/12 от 28.03.12 г. Магадан, 2014 г. (ОАО «Магадангеология»). Ф. № 516 419 (ФГБУ «Росгеолфонд»).

Жаров С. М., Саратова Е. Т., Бакулина Л. М. Отчет о поисковых работах на проявлениях цветных камней и горного хрусталя за 1975 г. М., 1976 г.

Жерновский В. П. и др. Отчет о результатах работ по объекту: Опытно-производственные исследования по внедрению прямых геохимических методов поисков залежей нефти и газа в Якутии за 1989–1991 гг. Якутск, 1991 г. (Трест «Якутскгеофизика»).

Жерновский В. П., Соловьев В. В., Григорьева М. В., и др. Мониторинг состояния природной среды на нефтяных и газовых скважинах, находящихся в собственности Республики Саха (Якутия), и завершение работ по обобщению результатов глубокого бурения. Якутск, ГУП Якутская ПСЭ, 2006 г. Ф. № 17 699 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Зарубин И. А. и др. Информационный отчет о результатах ГДП-200 и подготовки к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, листы Q-55-XXXI, XXXII. Якутск, 2002 г. (ГУП РС (Я) «ЯПСЭ»). Ф. № 19 963 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Зарубин И. А. и др. Отчет о результатах ГДП-200 и подготовки к изданию комплекта Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, листы Q-55-XXXI, XXXII (издание второе). Якутск, 2004 г. (ГУП РС (Я) «ЯПСЭ»). Ф. № 20 474 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Захаров Е. Е. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на месторождении вулканических туфов в Момском районе по работам поисково-разведочной партии на стройматериалы Государственного геологического предприятия «Ленское» за 1993–1995 гг. пос. Верхний Бестях, 1995 г. (ГГП «Ленское»). Ф. № 18 583 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Зимин В. А. Информационная записка о полевых работах Право-Момской геолого-рекогносцировочной партии № 15 за 1939 г. пос. Усть-Нера, 1939 г. (Индигирское РайГРУ). Ф. № 3238 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Зимкин А. В. Отчет Верхне-Зырянской геолого-поисковой партии 1934–1935 гг. Ленинград, 1936 г. (Верхне-Колымская ГРЭ ДС). Ф. № 3128 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Иванов В. Г. и др. Отчет о результатах работ по составлению рабочей легенды осадочных образований Яно-Индигирской серии листов к Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Легенда Яно-Индигирской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (издание второе). пос. Верхний Бестях, 2000 г. (ГУ ГГП «Ленское»). Ф. № 19 871 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Ильясов В. Я. Отчет о геолого-разведочных работах по Бурустахскому разведрайону за 1952 г. Бурустах, 1953 г.

Исаков И. Е. и др. Отчет Буордахской геолого-рекогносцировочной партии № 3, 1940 г. Геологическое строение и признаки оруденения левобережья р. Момы между её притоками Буордахом и Тиряхтяхом. пос. Усть-Нера, 1941 г. (Индигирское РайГРУ). Ф. № 3291 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Казакова Г. Г., Сычев С. Н., Отчет о результатах работ по объекту «проведение в 2017-2019 годах региональных геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200 000 на группу листов в пределах Республики Саха (Якутия)» Государственное задание Роснедра на 2019 г. № 049-00019-19-00 от 28.12.2019 г.), Санкт-Петербург, ФГБУ ВСЕГЕИ, 2019 г.

Касаткин В. А. и др. Отчет о работе Лево-Колымской группы партий масштаба 1 : 1 000 000 за 1958 г. По материалам Лево-Омулёвской, Лево-Седедемской партий

и Право-Седедемского, Средне-Колымского, Зырянского отрядов., пос. Сеймчан, 1959 г. (Сеймчанское РайГРУ). Ф. № 3970 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Каташинская А. Е. и др. Отчет Томторской геолого-разведочной партии масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000 о геолого-радиометрических исследованиях и поисково-разведочных работах за 1950 г. пос. Нексикан, 1951 г. (Колымский поисковый отдел первого управления Дальстроя). Ф. № 7244 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Каузов Д. А. Отчет по Верхне-Россошинской партии Верхне-Колымской геолого-разведочной экспедиции 1934–1935 гг. Л., 1935 г. (Гострест Дальстрой, Верхне-Колымская ГРЭ). Ф. № 3133 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Кац А. Г. и др. Окончательный отчет по геолого-съёмочным работам масштаба 1 : 200 000 на листах Q-55-V, VI, (партия № 12, объект № 600, работы 1971–1975 гг.). Геологическое строение и полезные ископаемые Центральной части Алазейского плоскогорья. М., 1975 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 11 783 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Кац А. Г. и др. Отчет по групповой геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 на листах R-55-XXXIII, XXXIV, Q-55-III,IV,IX,X за 1975–1979 гг. М., 1980 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 13 723 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Кац Д. И. и др. Отчет о работах Ираганнинской геолого-поисковой партии 1941 г. пос. Усть-Нера, 1942 г. (Индигирское РайГРУ ГУС ДС НКВД СССР). Ф. № 3329 (Отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Кеткин А. Л., Поливко И. А. Отчет о работе Зырянской аэромагнитной партии за 1957–1958 гг. Сеймчан, 1959 (РГФ № 218839, Магаданский ГФ – 12448).

Климов Э. Н. и др. Геологическое строение площади листов Q-55-VII,VIII (бассейн верхнего течения р. Буор-Юрях). Отчет Буор-Юряхской партии № 8/75 по результатам групповой геологической съёмки масштаба 1 : 200 000 за 1976–1979 гг. Якутск, 1980 г. (ГФЭ-6). Ф. № 13 896 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Клочков В. П. и др. Отчет о групповой геологической съёмке и доизучении масштаба 1 : 200 000 в пределах листов Q-55-XXXIII, XXXIV (Улахан-Нагаинская партия) за 1976–1979 гг. пос. Усть-Нера, 1979 г. (ВИГРЭ). Ф. № 13 573 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Ковалев В. Ф. и др. Отчет о результатах разведки надмерзлотных вод на участке «Верхняя наледь» для водоснабжения поселка Угольная Зырянка ЯАССР с подсчетом запасов на 1.05.1980 г. пос. Кадыкчан, 1980 г. (Аркагалинская ГРП). Ф. № 14 102 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Ковалев В. К., Оксман С. С., Лиханди Е., и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки м-ба 1:200000, проведенной на Приморской площади в 1986 г. Лист R-57-27-29; 39-44; 51-57; 63-69; -54-144; -55-133-139; Q-54-12,14; -55-1-7; 13-17. Якутск, 1987 (РГФ №436510, Якутский ТГФ № 16619).

1988ф, 1990ф.

Ковалев В. К., Оксман С. С. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной на Индигирской площади в 1986–1988 гг. (Индигирская гравиметрическая партия № 39/1986–1988 гг.). Якутск, 1988. (РГФ №442948, Якутский ТГФ №16946).

Ковалев В. К., Оксман С. С., Власова Ф. П., и др. Результаты гравиметрической съемки м-ба 1 : 200 000, проведенной на Индигирской площади в 1988 г. (Индигирская ГП № 39/88-89). Листы: Q-55-31,43-45, 53-А,Б, 54-60, 68-72. Якутская АССР. Якутск, 1990 (РГФ №451716).

Козлова В. В. и др. Отчет Нижне-Рассошинской геолого-поисковой партии за 1934–1935 гг. 1936 г. (Верхне-Колымская ГРЭ Гостреста «Дальстрой»). Ф. № 112/1 (Магаданский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО»).

Константиновский А. А. и др. Промежуточный отчет по геолого-съёмочным работам масштаба 1 : 200 000 в северо-восточной части листа Q-55-XXVII, Q-55-XXVIII. Москва, 1970 г. (КАГЭ № 3).

Ф. № 9750 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Корнелюк Ю. И. и др. Нордвик-Хатангский нефтеносный район (краткий очерк геологии и нефтеносности // Недра Арктики. – М.-Л.: Изд-во Главсевморпути, 1946. – Т. 1. – 73 с.

Коротков А. Д. и др. Отчет о результатах групповой геологической съёмки и доизучения в масштабе 1 : 200 000 на территории листов R-54-XXXV, XXXVI; R-55-XXXI, XXXII; Q-54-V, VI; Q-55-I, II в 1976–1981 гг. (Нижне-Селенняхская партия). пос. Батагай, 1981 г. (ЯнГРЭ). Ф. № 14 257 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Косолапов А. И. и др. Геохимические исследования природных вод, газов и битумов Момо-Зырянской впадины и Центральной части Приверхоянского прогиба с целью выявления перспектив нефтегазоносности. Научный отчет по теме: Геохимические исследования природных вод, газов и битумов мезозойских отложений Момо-Зырянской впадины и центральной части Приверхоянского прогиба. Якутск, 1964 г. (Институт геологии ЯФ СО АН СССР). Ф. № 7143 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Котов М. А. и др. Отчет о поисково-геоморфологических работах масштаба 1 : 25 000 на междуречье Ылэн-Кур-Булгуннях (Лево-Ылэнская партия) за 1966 г., пос. Усть-Нера, 1967 г. (ВИГРЭ). Ф. № 8274 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Кравцов В. С. Отчет о работе Эльгинской геоморфологической поисково-съемочной партии за 1957 г., пос. Усть-Нера, 1958 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ). Ф. № 2730 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ).

Кравцов Б. В. Отчет о работе Право-Курской геоморфологической поисково-съемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1960 г., пос. Усть-Нера, 1961 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ) Ф. № 5183 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Кравцов Б. В. и др. Отчет о геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 в пределах листа Q-55-XX (Далыгдинская партия) за 1965 г., пос. Усть-Нера, 1966 г. (ВИГРЭ). Ф. № 7775 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Кравцов Б. В. Объяснительная записка к карте золотоносности Колымо-Индигирского междуречья масштаба 1 : 5 000 000. пос. Усть-Нера, 1977 г. (ВИГРЭ). Ф. № 12810 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Кропачев А. П. и др. Разработать и внедрить модель тектонического развития в рифее-среднем палеозое Верхоянья и Сетте-Дабана как основу для прогнозно-металлогенических построений. – Л.: ВСЕГЕИ, 1987. – кн. 1, кн. 2, граф. прил.

Куковский Ю. А. и др. Информационный отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Хангаласского рудно-россыпного узла (Республика Саха (Якутия)) за 2005–2006 гг., пос. Хандыга, 2006 г. (ГУ ГГП «Восточно-Якутское»). Ф. № 20 986 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Кутузова Т. С., Марковец Э. Н. Отчет о работах по созданию опорной сети картографического типа ядерным аэромагнитометром АЯАМ-6, на территории Магаданской области за 1967 г. Л., 1968. (РГФ №290521, Магаданский ТГФ № 15232).

Лапшинов А. Г. и др. Отчет Гармычанской геологодешифровочной партии за 1959 г. Магадан, 1960 г. (ЦКТЭ СВГУ). Ф. № 12 803 (Магаданский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО»).

Лейбович Е. А., Оксман С. С., Данилов В. Г. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенный на Зырянской площади в 1983–1984 гг. (Зырянская гравиметрическая партия № 39/83-84). Якутск, 1984 (РГФ № 411183, Якутский РГФ № 15279).

Лейбович Е. А., Данилов В. Г., Оксман С. С., и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 и аэромагнитной съемки масштабаба 1 : 50 000, проведенных на Артыкской площади (партия № 1/83-85). Якутск, 1985 (РГФ № 421930, Якутский ТГФ № 15784).

Лоскутов Ю. Е. и др. Отчет по результатам доразведки выходов угольных пластов поля разреза «Зырянский» Эрозионного месторождения с подсчетом запасов каменного угля по состоянию на 1.10.1979 г. пос. Кадыкчан, 1979 г. (Аркагалинская ГРП). Ф. № 13 672 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Лоскутов Ю. Е. и др. Отчет о доразведке северной части Буор-Кемюсского месторождения Зырянского бассейна /пласт 18/. Нерюнгри, 1995 г. (Нерюнгринская ГРП). Ф. № 18 672 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Лычагин П. П. и др. Стратиграфия, магматизм, метаморфизм и тектоника Алазейской складчатой зоны (отчет по разделу темы: «Тектоника и металлогения центральных районов Северо-Востока СССР»). Магадан, 1976 г. (СВКНИИ).

Малова Н. Г., Неустроев Р. Г., Никонов В. Н. Геологоразведочные работы по м-ниям Правый Интах, Фауна, Укромный в 1992–1995гг., пос. Усть-Нера, 1997. Ф. № 12 616 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Маннафов Н. Г. и др. Геологическая карта Охотско-Колымского региона масштаб 1 : 500 000. Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона масштаб 1 : 500 000 (месторождения и проявления). Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона масштаб 1 : 500 000 (россыпи и шлиховые ореолы). Магадан, 1999 г. (ГП «Магадангеология»). Ф. № 21 930 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Матвеев В. Д., Ситников В. С. и др. Разработка комплексной программы геологоразведочных работ на нефть и газ в Зырянском прогибе. Якутск, 1990 г. (ПГО «Ленанефтегазгеология»). Ф. № 17 379 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Мерзлотные ландшафты Якутии. (Пояснительная записка к «Мерзлотно-ландшафтной карте Якутской АССР масштаба 1 : 2 500 000») / А. Н. Федоров, Т .А. Ботулу, С. П. Варламов и др. – Новосибирск: ГУГК, 1989.

Мерзляков В. М., Дылевский Е. Ф. и др. Геология и полезные ископаемые Рассошинской складчатой зоны (отчет по разделу темы: «Тектоника, магматизм и полезные ископаемые зоны сочленения Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной и Яно-Колымской миогеосинклинальной складчатых систем»). Магадан, 1987 г. (СВКНИИ). Ф. № 16 482 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Мерзляков В. М., Дылевский Е. Ф. и др. Геология и полезные ископаемые Рассошинской складчатой зоны. Гос. рег. № 041548, № 01840041548. Магадан: СВКНИИ: ДВО АН СССР; 1987б,ф.

Миледин А. К. и др. Отчет об опытно-методических работах по совершенствованию геодинамических исследований для минерагенического анализа и прогнозирования эндогенного оруденения на Северо-Востоке СССР и внедрение результатов в КАГЭ № 3 ПГО «Аэрогеология» (Листы Q-53, 54, 55, 56, 57, 58). Москва, 1990 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 17 449 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Мильштейн Е. Д. Отчет: Создание актуализированных геолого-геофизических моделей земной коры и верхней мантии по опорным профилям Государственной сети и фондовым данным для обеспечения комплексной тектонической основы Северо-востока России и прилегающих акваторий. – СПб.: ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016.

Михайлов В. А. и др. Отчет о работе Нижне-Нерской поисково-съемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1962 г., пос. Усть-Нера, 1963 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ). Ф. № 6283 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Мяснянкин В. И. и др. Отчет о поисковых работах масштаба 1 : 100 000 в бассейне ручьев Сахарымнан и Имсали (Колымская партия, 1975–1977 гг.). пос. Усть-Нера, 1977 г. (ВИГРЭ). Ф. № 12 837 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Насыров Р. Р. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Центральной части Ольчано-Нерской металлогенической зоны. Отчет Балаганнахского отряда о групповой геологической съёмке, геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 и общих поисках золота, проведенных в 1985–1990 гг. на Балаганнахской площади. Листы Q-54-130-Г-б, г, 131-В, Г, 132, Q-55-121. пос. Усть-Нера, 1990 г. (ВИГРЭ). Ф. № 17 878 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Ней К. И. и др. Отчет Дарпирской геологоразведочной партии масштаба 1 : 10 000 о геологических исследованиях озёр Малый и Большой Дарпир. Устье Неры, 1943 г. (Индигирское ГРУ). Ф. № 0131 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Некрасов В. В. и др. Оценка прогнозных ресурсов угля территории Республики Саха (Якутия). (Информационно-аналитическая записка к оценке прогнозных ресурсов угля территории Республики Саха (Якутия) по состоянию на 01.01.2003 г.). г. Алдан, 2003 г. (ГГГП «Южякутгеология»). Отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ» Ф. № 20 114.

Некрасов Н. И. Отчет о геологоразведочных работах на месторождении бурых углей Тагынья в бассейне р. Нера к подсчету запасов на 01.05.1954 г., пос. Усть-Нера, 1954 г.

Николаев А. А. Отчет о работе Рассошинской геологопоисковой партии 1940 г. пос. Нексикан, 1941 г. (Берелехское РайГРУ). Ф. № 9620 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Николаев А. А. Отчет Дарпир-Уряхской партии о геологических исследованиях в северо-западной части Палеозойской горной цепи (хр. Черского) в 1944 году. 1945 г. (ЗГПУ). Ф. №

Николаев А. А. Отчет Харкинджинской партии о геологических исследованиях в средней части цепи Палеозойской летом 1946 года. п. Сусуман – Магадан, 1948 г. (Геологоразведочный отдел ЗГПУ ДС – Геолого-поисковый отдел ГРУ ДС). Ф. № 12 102 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Николаев А. А. Стратиграфия силурийских и девонских отложений Омулёвских гор (Таскано-Омулёвский район, басс. р. Колымы). Отчет по теме № 469. Магадан, 1959 г. Ф. (Магаданский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО»)

Николаев Ю. Т. и др. Окончательный отчет по геологосъемочным работам масштаба 1 : 200 000 на листах Q-55-XI, XII. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Седедымы и Ожогиной. Москва, 1975 г. (НПО «Аэрогеология»).

Николаева Л. М. Отчет по результатам геологоразведочных работ на месторождении песчано-гравийной смеси «Русло р. Индигирка (813 км от устья)», расположенном на территории Абыйского улуса (района), с подсчетом запасов по состоянию на 01.08.2012 г. Якутск, 2012 г. (ОАО «ЛОРП»). Ф. № 21 938 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Никонов В. И. и др. Отчет о результатах предварительной разведки на месторождении Билэр, проведённой Побединской ГРП ГРЭ АК «Индигирзолото» по проектам 1989–1990 гг. и 1991–1992 гг. (Лист Q-55-121-А,Б). пос. Усть-Нера, 1995 г. (АК «Индигирзолото»). Ф. № 18 820 (Отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Номинханов В. В. и др. Отчет о результатах детальной разведки запасов угля в мерзлоте на участке «Надеждинский» Зырянского каменноугольного бассейна (состояние геологоразведочных работ на 01.05.1996 г.). Нерюнгри, 1998 г. (ГУП «ОНГРП»). Ф. № 19 249 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Нужин В. В. и др. Отчет о поисковых работах масштаба 1 : 10 000 в пределах Курун-Агалыкского рудного узла за 1989–1992 гг., пос. Усть-Нера, 1993 г. (Верхне-Индигирское ГГП). Ф. № 18 061 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Обручев С. В. Колымская геологическая экспедиция 1929–1930 гг. – 1934 г.Ф. №

Омиров О. Н. Отчет о работе Инаньинской ГСП масштаба 1 : 200 000 по составлению и подготовке к изданию геологической карты СССР листа P-55-VI. п. Ягодное, , 1972г (Ягоднинская ГРЭ).

Орадовская М. М. Отчет Нижне-Омулёвской стратиграфической партии. Магадан, 1959 г. Ф. № (Магаданский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО»).

Орадовская М. М. Биостратиграфическое расчленение ордовика Омулёвского поднятия на основании изучения брахиопод. Отчет по теме № 678. Магадан, 1965 г. Ф. (ОАО «Магадангеология»).

Орлов Н. И. и др. Отчет о работе Нера-Джелканской комплексной геофизической партии масштаба 1 : 100 000 1953 г., пос. Усть-Нера, 1954 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ). Ф. № 4208 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Панева О. А. и др. Отчет о результатах поисково – оценочных работ в долинах среднего течения р. Неры и нижнего течения р. Артык за 1978–1985 гг., пос. Усть-Нера, 1985 г. (ВИГРЭ). Ф. № 15 760 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Пепеляев Б. В. и др. Отчет о геологических и поисковых исследованиях части бассейна рек Артыка и Делянкира. пос. Сусуман, 1943 г. (ЗГПУ). Ф.№ 3337 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Петрашевич Д. В. и др. Отчет по поисковым работам, выполненным с помощью геофизических методов в нижнем течении р. Тирехтях (Хангаласский рудно-россыпной узел) в 1986–1990 гг., пос. Усть-Нера, 1990 г. (ВИГРЭ). Ф. № 17 668 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Петров А. Н. и др. Карта золотоносности Верхне-Индигирского района. Отчет Тематического отряда по теме за 1989–1994 гг., пос. Усть-Нера, 1995 г. (Верхне-Индигирское ГГП). Ф. № 19 005 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Петрова Н. Д. и др. Карта золотоносности бассейна среднего течения р. Неры масштаба 1 : 25 000 (в 3-х томах). пос. Усть-Нера, 1979 г. (ВИГРЭ). Ф. № 13 713 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Пимахов В. В. и др. Геологический отчет по поисковым работам на уголь в центральной части Зыряно-Силяпского угленосного района Зырянского каменноугольного бассейна. Владивосток, 1996 г. (Трест «Дальвостуглеразведка»). Ф. № 19 040 (Отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Показаньев П. И. и др. Отчет Мэльтэх-Юрюинской партии о геологических исследованиях в бассейне верхнего и среднего течения р.Тирэхтях. п. Сусуман, 1943 г. (Геологоразведочный отдел Западного горно-промышленного управления ГУСДС НКВД СССР). Ф. № 3378 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Покидов И. Е. и др. Отчет о геологоразведочных работах в бассейнах рек Тирехтях и Мэльтэх-Юрюе за 1972 г., пос. Усть-Нера, 1973 г. (ВИГРЭ). Ф. № 10 966 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Поплюйко А. Г. и др. Отчет по теме: «Изучение геолого-геофизических данных по состоянию фонда структур с целью разработки рекомендаций по подготовке площадей и очередности ввода их в глубокое бурение». Якутск, 1989 г. (Трест «Якутскгеофизика»). Отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ» Ф. № 17 119.

Попов Л. Н. и др. Отчет о геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 в пределах листа Q-55-XIX за 1970 г., пос. Усть-Нера, 1971 г. (ВИГРЭ). Ф. № 10 099 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Протопопов Р. И., Бабкина Т. Г. Переинтерпретация геофизических материалов в пределах главных золоторудных районов Восточной Якутии. Листы P-53, 54, 55; Q-53, 54, 55; R-52, 53, 54. Якутск, 2000 (РГФ №476341).

Протопопов Г. Х., Протопопов Р. И., Фридовский В. Ю., и др. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ по оценке золотого оруденения сульфидизированных черносланцевых метасоматитов Ольчано-Нерской металлогенической зоны. Якутск, Якутская ПСЭ, 2002.

Путинцев А. М. и др. Отчет о геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 в пределах листа Q-55-XVI (Чечелюгинская парти) за 1967 г., пос. Усть-Нера, 1968 г. (ВИГРЭ). Ф. № 8772 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Ремизов Н. Н. и др. Окончательный отчет по геологосъёмочным работам масштаба 1 : 200 000 на листах Q-55-XXIII. Партия № 2, объект 596, работы 1971–1974 гг. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Зырянка. Москва, 1974 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 11 441 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Решетников А. М. и др. Отчет по результатам поисковых работ на Сереченском месторождении гипса по объекту 22/88. пос. Верхний Бестях, 1989 г. (ЛенГРЭ). Ф. № 17 282 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Розенкранц А. А, (отв. исп.), *Архангельская В. А., Архипов Ю. В. и др.* Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). (Восточная часть). Москва, 2000 г. (ФГ НПП «Аэрогеология», отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Русаков И. М. и др. Структурно-формационная характеристика хребта Улахан-Сис, Кондаковского и Алазейского плоскогорий. (Отчет по теме: «Тектоно-формационный анализ северной части Яно-Колымского междуречья как основа для составления среднемасштабных прогнозно-минерагенических карт»). Л., 1971 г. (НИИГА). Ф. № 10 516 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Ручкин А. Н. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках месторождений золота и серебра в бассейне р. Сеймчан (листы P-56-14-Г; P-56-15-В, Г; P-56-16-В; P-56-17-В; P-56-26-Б; P-56-27-А, Б, В, Г; P-56-28-А, Б; P-56-29-А) за 1978-1984 гг. (Ново-Каньонский отряд). пос. Сеймчан, 1984 г. (Сеймчанская ГРЭ). Ф. № 416 513 (ФГБУ «Росгеолфонд»).

Сальников А. С., Старосельцев В. С., Соболев П. Н. Отчет о результатах работ по объекту «Создание опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (Северо-восточный участок)». Новосибирск. ФГУП СНИИГГиМС. 2014.

Салыкин С. М. и др. Характеристика условий организации хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения золотодобывающих предприятий «Индигирзолото» (Ольчан, Октябрьский, Победа). Отчет поисково-разведочной партии на подземные воды о поисках подземных вод в Оймяконском районе Якутской АССР в 1984–1987 гг., пос. Верхний Бестях, 1987 г. (ЛенГРЭ). Ф. № 16 555 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Свириденко М. М., Шпикерман В. И. Отчет о результатах работ по объекту «Создание комплектов государственных геологических карт масштаба 1 : 1 000 000, создание геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 по группе листов территории Российской Федерации, 1-3 этапы. Кн. 8, части 1, 2 «Создание комплекта современной геологической основы масштаба 1 : 1 000 000 (авторский вариант Госгеолкарты-1000/3) листа Q-56. Среднеколымск. ФГБУ ВСЕГЕИ, 2019 г. (ФГБУ Росгеолфонд, геолфонд ВСЕГЕИ).

Сводный отчетный баланс полезных ископаемых по Республике Саха (Якутия) на 1 января 2017 г. Якутск, 2017 г. (Государственный комитет Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию, ГУП «Сахагеоинформ»). Ф. № (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сердюк В. Д. и др. Карта россыпной золотоносности бассейна р. Артык масштаба 1 : 25 000, пос. Усть-Нера, 1996 г. (Верхне-Индигирское ГГП). Ф. № 19 019 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Серебряков Л. Н. и др. Отчет Грозненской стратиграфической партии о геологических исследованиях в юго-восточной части хребта Илинь-Тас в 1958 г. – Магадан, 1959 г. (СВГУ).

Сивцов В. И. и др. Отчет о работе Верхне-Сахыньинской геоморфологической поисково-съемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1961 г., пос. Усть-Нера, 1962 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ). Ф. № 5972 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сидяченко А. И. и др. Отчет по теме: Изучение специальных вопросов стратиграфии ордовикских, силурийских и девонских отложений Момского хребта с целью уточнения унифицированной легенды геологических карт масштаба 1 : 200 000 (партия № 5, работы 1974–1975 гг.). Москва, 1975 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 11 904 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Скорина И. Н. и др. Отчет о работе Право-Эрекитской геолого-поисковой партии, пос. Усть-Нера, 1941 г. (Индигирское РайГРУ). Ф. № 3309 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Соболевская Р. Ф. Биостратиграфия среднего и верхнего ордовика окраинных поднятий Колымского массива по граптолитам. Дисс. на соиск. уч. ст. к. г.-м. н. Ленинград, 1970 г. (на правх рукописи). Ф. № (ФГБУ «Росгеолфонд»).

Соболевская Р. Ф., Николаев А. А., Ковехов В. В. Стратиграфическое расчленение терригенных фаций ордовика Омулевского поднятия на основании изучения граптолитов. Магадан: СВГУ, 1969 г. (Магаданский филиал ФБУ «ТФГИ по ДВФО»).

Соловьёв В. В. и др. Отчет о результатах параметрического бурения на Индигирской площади по теме: «Составление отчетов по Индигирской площади, выведенной из параметрического бурения (скважины № 272-01;-02;-03;-05) и сверхглубокой скважине № 27 на Средневилюйской площади». п. Кысыл-Сыр, 2006 г. (ООО «Якутское управление буровых работ»).Ф. № 20 850 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Сорокин В. Я. и др. Отчет о геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 в пределах листа Q-55-XIII-XIV (Тас-Юряхская партия) за 1967 г., пос. Усть-Нера, 1968 г. (ВИГРЭ). Ф. № 8771 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сорокин В. Я. и др., Отчет о геологической съемке м-ба 1 : 200 000 в пределах листов Q-55-XIII,XIV (Тас-Юряхская партия) за 1967, 1969–1970 гг. ГУП «Сахагеолфонд», 1970. Ф. № 8771 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сорокин В. Я. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части Ольчано-Нерской металлогенической зоны. Отчет Бурустахского отряда о результатах групповой геологической съемки, геологического доизучения масштаба 1 : 50 000

и общих поисков золота, проведенных в 1991–1990 гг. на Бурустахской площади. Листы Q-55-122; 123-В; 134-А,Б; 135-А. п. Усть-Нера, 1998 г. (Верхне-Индигирское ГУ ГГП). Ф. № 19 370 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сотников А. В., Шпикерман В. И., Петухов В. В., Стерлина Н. Б. Отчет о групповой геологической съемке и доизучении масштаба 1 : 50 000 и поисках золото-серебряных и полиметаллических месторождений в бассейнах рек Таскон и Урультун за 1979–1981 гг. (Вечернинский отряд). – Ягодное: ЯГРЭ СВПГО, 1983.

Старыгин Н. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-западной части Селериканской золотоносной зоны. Отчет Средне-Эльгинского отряда о групповой геологической съемке, геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 и общих поисках золота, проведенных в 1987–1995 гг. на Средне-Эльгинской площади. Q-54-124-А,Б, 125-А,Б,Г,126, 138-Б,139-А,Б, пос. Усть-Нера, 1995 г. (ГГП «Верхне-Индигирское»). Ф. № 10 693 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Степанов О. В. и др. Переоценка проявлений россыпной золотоносности Верхне-Индигирского горнопромышленного района и направление геологоразведочных работ ВИГРЭ на россыпное золото на 1975–1980 гг., пос. Усть-Нера, 1974 г. (ГГП «Верхне-Индигирское»). Ф. № 11 657 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Ступак С. Д. и др. Отчет о работе Тунгусской геолого-разведочной партии за 1944 г., пос. Нексикан, 1945 г. (Чай-Урьинское ГПУ). Ф. № 3396 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сукач Н. В., Гребенников Г. А., Каширцев В. А. и др. Составление карты угленосности и сланценосности м-ба 1 : 1 500 000 на территорию Республики Саха(Якутия) с оценкой прогнозных ресурсов. – Якутск, 1992 (РГФ № 462742).

Сурмилова Е. П. и др. Окончательный отчет по геолого-съёмочным работам масштаба 1 : 200 000 на листах Q-55-XXVII,XXVIII. Партия № 4, объект 554, работы 1969–1974 гг. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Момы и Зырянки. М., 1974 г. (НПО «Аэрогеология»). Ф. № 11 442 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сурмилова Е. П. и др. Отчет по геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-55-XXIX, XXX за 1974–1979 гг. М., 1979 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 13 503 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сытник С. К. и др. Отчет Ленинградского отряда о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на ископаемую мамонтовую кость, халцедон на Северо-Востоке Республики Саха (Якутия) в 1992 г. Объект Колымский. Санкт-Петербург, 1993 г. (СПО «Северкварцсамоцветы»). Ф. № 18 232 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сычев А. А. и др. Геологический отчет о результатах детальной разведки участка Харанга Зырянского каменноугольного бассейна с подсчетом запасов каменного угля по состоянию на 01.01.1984 г. п. Кадыкчан, 1984 г. (Аркагалинская ГРП). Ф. № 15 729 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Сычевская Т. М. и др. Отчет о результатах работ по объекту: «Составление гидрогеологической карты Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000» за 2014–2016 гг. с. Верхний Бестях – Якутск, 2016 г. Госконтракт № 06-52-14 от 22.10.2014 г. Гос. рег. № 98-14-839. (ГУ ГГП РС (Я) «Якутскгеология»). Ф. № (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Твердохлебов В. А. Отчет о работе Верхне-Ылэнской детальной геологопоисковой партии масштаба 1 : 50 000 за 1954 г., пос. Усть-Нера, 1955 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ). Ф. № 4241 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Теплов А. К. и др. Отчет о геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 в пределах листа Q-55-XVI за 1967–1968 гг. (Чечелюгюнская партия), пос. Усть-Нера, 1969 г. (ВИГРЭ). Ф. № 9241 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Терновский А. А. и др. Отчет Курагинской геологоразведочной партии о геолого-разведочных работах в бассейне реки Улахан-Нагаин. п. Сусуман, 1942 г. (ГРО ЗГПУ ГУС ДС НКВД СССР). Ф. № 3323 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Тимошенко В. В. и др. Отчет о результатах общих поисков месторождений золота геохимическими методами на Прииндигирской площади за 1984–1986 гг., пос. Усть-Нера, 1986 г. (ВИГРЭ). Ф. № 16 236 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Торопчинов В. П. Отчет о работах аэромагнитной партии № 4, проведенных на Колымо-Индигирском междуречье в 1962 г. R-54-55, 56, 57; Q-54, 55 . Нюрба, 1963 (РГФ №249402, Якутский ТГФ№6456).

Туганов П. Д. Отчет о результатах работ на огнеупорные материалы Зырянской поисковой партии в верхнем течении р. Зырянки. п. Хасын, 1943 г. (Управление «Дальстройуголь»). Ф. № 7675 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Тутасова Е. Н. и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту «Составление карты полезных ископаемых Республики Саха (Якутия), закономерностей их размещения и прогноза масштаба 1 : 1 500 000». Якутск, 2010 г. (ГУП «Сахагеоинформ»). Ф. № 21 643 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Тутасова Е. Н. и др. Отчет о результатах работ по объекту: «Издание карты полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000». Якутск, 2012 г. Госконтракт от 3 июня 2011 г. № 07-52-11. (ГУП «Сахагеоинформ»). Ф. № 21 995 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Урзов А. С. (отв. исп.). Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Листы R-52,53,54; Q-52,53,54; P-53,54-А,Б. Якутск, 2001 г. (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Усов Ю. М. Отчет о работах, проведенных аэрогеофизической партией в 1960 г. в Алданском районе Якутской АССР. Нюрба, 1961 (РГФ №2 32846).

Фагутов В. П. Отчет о работе Тас-Таяхтахской партии на западном склоне Тас-Таяхтахского хребта в бассейне р.Догдо и р.Солонья. – Якутск, ЯОСНОР, 1936 г.

Фандюшкин Г. А. и др. Отчет о геологических работах на участке Сибик-2 Зырянского угольного бассейна с подсчетом запасов угля по состоянию на 1.07.1973 г., пос. Кадыкчан, 1973 г. (Аркагалинская ГРП). Ф. № 11 308 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Филиппов А. С. и др. Отчет по геолого-съёмочным работам масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-55-XXIV в 1974–1976 гг. Москва, 1976 г. (КАГЭ № 3). Ф. № 12 296 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Хамицаев Б. Ф. и др. Отчет о результатах геолого-разведочных работ по Сугунской группе альбитовых месторождений за период с I / I-49 г. по III-1952 г. Магадан, 1952 г. (Сугунская геологоразведочная экспедиция Первого управления Дальстроя). Ф. № 7206 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Хандожко Н. В. и др. Отчет о геологической съёмке и доизучении масштаба 1 : 200 000 на площади листов Q-55-XXXV, XXXVI (Омулёвский отряд) за 1977–1981 гг., пос. Нексикан, 1981 г. (Берелёхская ГРЭ, Геолого-геофизическая партия).Ф. № 401 649 (ФГБУ «Росгеолфонд»).

Чемезов А. А. и др. Оценка радиационной обстановки в пределах участков геологоразведочных работ на группе Сугунских урановых месторождений и прилегающих к ним территорий Момского района. Якутск, 1993 г. (Госатомнадзор Якутии при Министерстве экологии и природопользования Республики Саха (Якутия)). Ф. № (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Черепанов Е. Ф. и др. Отчет о поисковых и разведочных работах на строительные материалы в районе п.Угольный (Зырянский отряд) за 1971–1972 гг., пос. Усть-Нера, 1973 г. (ВИГРЭ). Ф. № 11 209 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Черепанов Е. Ф. и др. Отчет о результатах предварительной разведки месторождений строительных материалов в районе поселков Чокурдах – Белая Гора за 1975 г., пос. Усть-Нера, 1976 г. (ВИГРЭ). Ф. № 12 313 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Чочиа Н. Г. и др. Перспективы нефтегазоносности Момо-Зырянской впадины (Восточная Якутия). Отчет по теме № 215 ВНИГРИ по договору с ЯТГУ: «Оценка перспектив нефтегазоносности Момо-Зырянской впадины» и по теме № 490 – НИИГА: «Перспективы нефтегазоносности северной части Момо-Зырянской впадины». Л., 1971 г. (ВНИГРИ). Ф. № 10 245 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Чочиа Н. Г. и др. Сравнительный анализ перспектив нефтегазоносности различных геотектонических зон и структур Зыряно-Селенняхского прогиба. (Отчет по теме

ВНИГРИ 35-1/168 по договору с ЯТГУ и по теме НИИГА 35-1/557 «Перспективы нефтегазоносности северо-западной части Зырянского прогиба»). Ленинград, 1974 г. (ВНИГРИ). Ф. № 11 437 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Шабанов Ю. В. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на площади листов Q-55-130-В,Г; 141-Б,Г; 142-А,Б,В,Г (Верхне-Омулевская ГСП, 1988–1992 гг.), пос. Усть-Омчуг, 1992. (ГГП «Верхне-Колымская ПСЭ»). Ф. № 463 521 (ФГБУ «Росгеолфонд»).

Шашкина И. А., Бойцова Е. П., Троицкий Д. И. Отчет о результатах работ по совершенствованию и обоснованию Легенды к Государственной геологической карте масштаба 1 : 50 000 Сарылахской группы листов (Адычанская серия) за 1984–1987 гг. — Усть-Нера, 1987 г.

Шашкина И. А. и др. Отчет о результатах работ по совершенствованию и обоснованию Легенды к Государственной геологической карте масштаба 1 : 50 000 Антагачанской серии листов за 1989–1992 гг., пос. Усть-Нера, 1993 г. (Верхне-Индигирское ГГП). Ф. № 18 314 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Шестёренкин Е. М. и др. Отчет о результатах ревизионно-оценочных и поисковых работ на территории Алазейского плоскогорья в 1972–1973 гг., пос. Батагай. 1974 г. (ЯнГРЭ). Ф. № 11 523 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Шишкина В. Ф. и др Объяснительная записка к гидрогеологической карте бассейна верхнего течения р. Индигирки масштаба 1 : 500 000., пос. Усть-Нера, 1960 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ). Ф. № 5223 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Шишкина В. Ф. и др. Гидрогеологический очерк бассейна верхнего течения реки Индигирки, пос. Усть-Нера, 1961 г. (Верхне-Индигирское РайГРУ). Ф. № 5222 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Шокальский С. П., Кашубин С. Н. Отчет по объекту «Разработка и создание структурно-тектонической геодинамической моделей Арктического бассейна и концепции его развития». СПб. ФГУП «ВСЕГЕИ». 2011.

Шокальский С. П. Отчет «Создание тектонической карты Российской Арктики масштаба 1 : 5 000 000, увязанной с тектоническими картами Приарктических государств и актуализированной по материалам опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин». СПб., ВСЕГЕИ, 2014.

Шпикерман В. И., Дылевский Е. Ф., Савва Н. Е. и др. Отчет: «Геологические предпосылки поисков месторождений вольфрама и других полезных ископаемых на Омулевском поднятии». Хоздоговор между ВКПСЭ СВПГО (заказчик) и СВКНИИ ДВО АН СССР (подрядчик) 1988–1991 гг. г. Магадан, 1991 г. (СВКНИИ). Ф. № 22 284 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Шпикерман В. И., Омиров О. Н., Мальков Б. И., Старцев И. Н. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисках месторождений золота, серебра и других полезных ископаемых в бассейнах рек Таскана и Ясачной за 1977–1980 гг. Ягодное: ЯГРЭ СВПГО, 1981 г.

Шпикерман В. И.(отв. исп.)*, Палымский Б. Ф., Петухов В. В. и др.* Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Для территории листов P-55, P-56, P-57, Q-57-В,Г (Магаданская область). Объяснительная записка. Магадан: Магадангеология, 2001 г. (Геолфонд ФГУП Магадангеолгия).

Шудов В. А. и др. Отчет о результатах ревизионно-поисковых работ в пределах рудных полей (Интахское, Туора-Тасское, Ыт-Юряхское и др.) Ольчано-Нерской золотоносной зоны за 1993–1998 гг., пос. Усть-Нера, 1998 г. (ГУДП «Верхне-Индигирская экспедиция»). Ф. № 19 506 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»)

Шудов В. А. и др. Отчет о результатах ревизионно-поисковых работ в пределах рудных полей (Интахское, Туора-Тасское, Ыт-Юряхское и др.) Ольчано-Нерской золотоносной зоны за 1993–1998 гг. (месторождение Венера), пос. Усть-Нера, 2000 г. (ГУДП «Верхне-Индигирская экспедиция»). Ф. № 19 506 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»); Ф. № 475 026 (ФГБУ «Росгеолфонд»).

Шудов В. А. и др. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на золото в пределах Митрей-Онгохтахской и Чалбынской перспективных площадей за 2001–2005 гг., пос. Усть-Нера, 2005 г. (Филиал ГУ ГГП Восточно-Якутское «Верхне-Индигирская экспедиция»). Ф. № 20 924 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»); Ф. № 488 949 (ФГБУ «Росгеолфонд»).

Шудов В. А. и др. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в пределах Антагачанской перспективной площади (Республика Саха (Якутия)) за 2005–2006 гг., пос. Хандыга, 2006 г. (ГУ ГГП «Восточно-Якутское»). Ф. № 20 983 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Шупиков В. А. и др. Структурно-металлогенический анализ рудных полей Ольчано-Нерской зоны и прогнозирование золоторудных месторождений в 1988–1991гг. Листы Q-54-XXXV,XXXVI,XXIX,XXX,XXVII,XXVIII; -55-XXXI,XXXII,XXV,XXVI п. Усть-Нера, 1991 г. (ВИГРЭ). Ф. № 17 841 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Шустов А. В. и др. Отчет о геологической съёмке масштаба 1 : 200 000 в пределах листа Q-55-XV (Суланьинская партия), пос. Усть-Нера, 1967 г. (ВИГРЭ). Ф. № 8322 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Янин Б. М. Отчет о работе Буор-Кемюсской комплексной детальной геолого-поисковой партии масштаба 1 : 25 000 за 1953 г., пос. Зырянка, 1954 г. (ЮЗГПУ). Ф. № 2372 (отдел ТФ ГУП «Сахагеоинформ»).

Якушев И. Р. Стратиграфия верхнеюрских отложений бассейна р. Зырянки // Тр. Междвед. совещ. по разраб. унифиц. стратигр. схем Сев.-Вост. СССР. – Магадан, 1959. – С. 293–299.

Список объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на листе Q-55 Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Нефть и газ	
		Газ	
I-1-5	П	Скв. 272-03	Соловьёв и др., 2005ф
I-2-1	П	Слияние рек Чукча и Мятись	Григорьева и др., 1989ф
I-2-2	П	Озеро в 19 км восточнее пос. Крест-Майор	Чочиа и др., 1971ф
I-2-3	П	Скв. 272-01	Соловьёв, 2005ф
I-2-6	П	Нижнее течение р. Чукча	Григорьева и др., 1989ф
I-2-7	П	Скв. 272-02	Соловьёв и др., 2005ф
II-1-1	П	Скв. 272-05	Соловьёв и др., 2005ф
II-3-2	П	Наледь в верхнем течении р. Бадяриха	Чочиа и др., 1974ф
II-3-3	П	Правый приток в верхнем течении р. Камчатка	Чочиа и др., 1974ф
II-3-4	П	Наледь р. Сулаккан, выше руч. Сулакчан	Чочиа и др., 1974ф
III-1-25	П	Правый берег р. Мома, озеро	Чочиа и др.,1974ф
III-5-1	П	Озеро, 11 км на СЗ от устья р. Кынгырайдах	Чочиа и др., 1974ф
III-5-2	П	Озеро, 7 км на ССЗ от устья р. Кынгырайдах	Чочиа и др., 1974ф
III-5-3	П	Озеро, правобережье в низовье р. Чечяелюгюн	Чочиа и др., 1974ф
III-5-4	П	Правобережье в нижнем течении р. Чечелюгюн	Чочиа и др., 1974ф
III-6-1	П	Левобережье р. Ожогина	Чочиа и др., 1974ф
IV-3-4	П	Наледь р. Тарын-Юрях, нижнее течение	Чочиа и др., 1974ф
IV-3-7	П	Руч. От-Юрюйе, устьевая часть	Чочиа и др., 1971ф
V-3-3	П	Река Арга-Тарынных, нижнее течение	Чочиа и др., 1974ф
V-3-27	П	Река Мэльтэх-Юрюе	Покидов и др., 1973ф
I-1-1	АО	Нижнее течение р. Селеннях	Жерновский и др., 1991ф
I-1-4	АО	Бассейн рек Кебергене, Кыллах и Чукча	Жерновский и др., 1991ф
I-1-7	АО	Верхнее течение р. Кыллах	Жерновский и др., 1991ф
I-2-5	АО	Нижнее течение р. Мятись	Жерновский и др., 1991ф
I-3-1	АО	Нижнее–среднее течение р. Бадяриха	Жерновский и др., 1991ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
II-2-2	АО	Верхнее течение рек Сулаккан, Камчатка, Бадяриха и Мятись	Жерновский и др., 1991ф; Григорьева и др., 1989ф; Чочиа и др.,1974ф
II-3-1	АО	Среднее течение р. Бадяриха	Жерновский и др., 1991ф
II-4-4	АО	Верхнее течение р. Сулаккан	Жерновский и др., 1991ф
II-5-8	АО	Нижнее течение р. Чечелюгюн	Жерновский и др., 1991ф
III-5-5	АО	Нижнее течение р. Илин-Кынгырайдах	Жерновский и др., 1991ф
III-5-6	АО	Среднее течение р. Илин-Кынгырайдах	Жерновский и др., 1991ф
III-6-4	АО	Нижнее–среднее течение р. Силяп	Жерновский и др., 1991ф
		Твердые горючие ископаемые	
		Уголь каменный	
IV-6-18	МС	Буор-Кемюсссское и Поле шахты Зырянка	Лоскутов и др., 1990ф
IV-6-5	ММ	Сибик-2, разрез Сибик	Фандюшкин и др., 1973ф
IV-6-13	ММ	Эрозионное, разрез Зырянский	Лоскутов и др., 1979ф
IV-6-15	ММ	Харанга, разрез Харанга	Сычев и др., 1984ф
IV-6-17	ММ	Надеждинское, участок Надеждинский	Номинханов и др., 1998ф
II-2-3	П	Чукча-1	Климов и др., 1980ф
II-2-4	П	Чукча-4	Климов и др., 1980ф; Государственная … , VII,VIII, 1989
II-2-6	П	Чукча-6	Климов и др., 1980ф; Государственная … , VII,VIII, 1989
II-2-8	П	Левобережье р. Эльгандя	Климов и др., 1980ф
II-2-10	П	Левый борт р. Мятись	Климов и др., 1980ф
II-2-11	П	Правый борт р. Мятись	Климов и др., 1980ф
II-5-6	П	Верховье р. Чакырдах	Государственная … , XI,XII, 1983
III-1-26	П	Левобережье р. Мома	Сорокин и др., 1971ф
III-1-27	П	Левобережье р. Мома	Сорокин и др., 1971ф
III-4-5	П	Репей	Теплов, 1969ф Государственная … , 1996аф
III-4-6	П	Бырдах	Теплов и др., 1969ф
III-4-7	П	Нижнее течение р. Бургалы	Теплов и др., 1969ф
III-4-8	П	Правый борт р.Арга-Кынгырайдах	Теплов и др., 1969ф
III-5-7	П	Правобережье р. Орто-Кынгырайдах-1	Бобров и др., 1981ф
III-5-8	П	Правый борт р. Орто-Кынгырайдах	Бобров и др., 1981ф
III-5-9	П	Правый борт р. Илин-Кынгырайдах-1	Бобров и др., 1981ф
III-5-10	П	Правый борт р. Илин-Кынгырайдах-2	Бобров и др., 1981ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
III-5-11	П	Правобережье р. Орто-Кынгырайдах-2	Бобров и др., 1981ф
III-5-12	П	Правый борт р. Арга-Юрях, 45 км от устья	Бобров и др., 1981ф
III-5-13	П	Правобережье р. Илин-Кынгырайдах	Бобров и др., 1981ф
III-5-15	П	Левый борт р. Арга-Юрях, 50 км от устья	Бобров и др., 1981ф
III-5-16	П	Правый борт р. Илинь-Юрях	Бобров и др., 1981ф
III-5-17	П	Правый борт руч. Нюлкандя, 5 км выше устья	Бобров и др., 1981ф
III-5-18	П	Правый борт руч. Нюлкандя, 7,5 км выше устья	Бобров и др., 1981ф
III-5-20	П	Река Нюлкучан, 3,5 км выше руч. Нюлкандя	Бобров и др., 1981ф
III-5-21	П	Река Нюлкучан, 5,5 км выше руч. Нюлкандя	Бобров и др., 1981ф
III-5-22	П	Река Нюлкучан, 9 км выше руч. Нюлкандя	Бобров и др., 1981ф
III-5-23	П	Верховье руч. Нюлкандя	Бобров и др., 1981ф
III-5-24	П	Правый борт в верховье р. Илин-Юрях	Бобров и др., 1981ф
III-5-25	П	Левобережье в верховье руч. Нюлкандя	Бобров и др., 1981ф
III-5-26	П	Левый борт р. Силяп, 5,5 км ниже устья р. Грозная	Бобров и др., 1981ф
III-5-27	П	Устье р. Грозная	Бобров и др., 1981ф
III-5-28	П	Левый борт р. Силяп, 7 км выше устья р. Грозная	Бобров и др., 1981ф
III-5-29	П	Левый борт р. Силяп, 17 км выше устья р. Грозная	Бобров и др., 1981ф
III-5-30	П	Река Грозная, 2 км выше устья	Бобров и др., 1981ф
III-5-31	П	Левый борт р. Силяп, 14 км выше устья р. Грозная	Бобров и др., 1981ф
III-5-32	П	Первый правый приток р. Грозная	Бобров и др., 1981ф
III-5-33	П	Левый борт р. Грозная, в 6,5 км от устья	Бобров и др., 1981ф
III-5-34	П	Правый борт р. Грозная, в 9 км от устья	Бобров и др., 1981ф
III-5-35	П	Левый борт р. Грозная, в 12,5 км от устья	Бобров и др., 1981ф
III-5-36	П	Река Грозная, верхнее течение	Бобров и др., 1981ф
III-6-3	П	Река Встречная, 9,5 км выше устья	Бобров и др., 1981ф
III-6-5	П	Левый борт р. Силяп, 1 км выше устья р. Нюлкучан	Бобров и др., 1981ф
III-6-6	П	Левый борт р. Силяп, 4 км выше устья р. Нюлкучан	Бобров и др., 1981ф
III-6-7	П	Левый борт р. Силяп, 5,5 км выше устья р. Нюлкучан	Бобров и др., 1981ф
III-6-8	П	Река Встречная, 15,5 км выше устья	Бобров и др., 1981ф
III-6-9	П	Верховье р. Ылыганнах, правого притока р. Ожогина	Бобров и др., 1981ф
III-6-10	П	Река Камыка, правый приток р. Ожогина	Бобров и др., 1981ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
III-6-11	П	Левый борт р. Силяп, 11 км ниже устья р. Грозная	Бобров и др., 1981ф
III-6-12	П	Правый борт р. Камыка	Бобров и др., 1981ф
III-6-13	П	Правобережье среднего течения р. Силяп	Бобров и др., 1981ф
III-6-14	П	Руч. Арга-Сала, устьевая часть	Бобров и др., 1981ф
III-6-15	П	Река Встречная, 23 км выше устья	Бобров и др., 1981ф
III-6-16	П	Руч. Арга-Сала, 3,5 км выше устья	Бобров и др., 1981ф
III-6-17	П	Руч. Орто-Сала, 3,5 км выше устья	Бобров и др., 1981ф
III-6-18	П	Река Согору-Сала-1	Бобров и др., 1981ф
III-6-19	П	Река Согору-Сала-2	Бобров и др., 1981ф
III-6-20	П	Река Согору-Сала-3	Бобров и др., 1981ф
IV-2-7	П	Угольное	Государственная … , 1977
IV-2-10	П	Быгыттахское	Государственная … , 1977
IV-2-11	П	Дождевое	Государственная … , 1977
IV-5-1	П	Руч. Грозная, правый берег в верхнем течении	Ремизов и др., 1974ф
IV-5-2	П	Правобережье р. Сомнительная	Ремизов и др., 1974ф
IV-5-3	П	Правобережье в верхнем течениии руч. Быллар	Ремизов и др., 1974ф
IV-5-4	П	Верховье руч. Быллар	Ремизов и др., 1974ф
IV-6-1	П	Верхнее течение р. Сюллюгестях	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-2	П	Верховье р. Сюллюгестях	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-4	П	Нижнее течение р. Сомнительная, левый берег	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-7	П	Правый борт р. Сибик	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-8	П	Левобережье р. Сибик	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-9	П	Левобережье р. Сибик	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-10	П	Верховье руч. Мелегей	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-11	П	Левобережье руч. Мелегей	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-19	П	Правобережье руч. Луговой	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-22	П	Правый борт в верхнем течении р. Гонюха	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-24	П	Правобережье в верхнем течении р. Гонюха	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-25	П	Левобережье р. Гонюха	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-26	П	Правый борт р. Гонюха	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-28	П	Левобережье р. Тарыннах-Сала	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-29	П	Верховье р. Тарыннах-Сала	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-30	П	Верхнее течение р. Муостах	Филиппов и др, 1976ф
V-6-10	П	Якши	Сурмилова и др., 1979ф
VI-4-54	П	Угольное	Клочков и др., 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		Уголь бурый	
VI-1-39	ММ/н	Тагынья	Сорокин и др., 1998ф Зарубин, 2002ф
VI-2-40	ММ/н	Финиш	Зарубин и др., 2002ф
I-1-6	П	Скв. 272-03	Соловьёв и др., 2005ф
I-2-4	П	Скв. 272-01	Соловьёв и др., 2005ф
I-2-8	П	Скв. 272-02	Соловьёв и др., 2005ф
II-2-7	П	Левобережье р. Эльгандя	Климов и др., 1980ф
II-2-9	П	Правый борт р. Мятись	Климов и др., 1980ф
III-5-14	П	Правый борт р. Илин-Юрях, 16 км выше устья	Бобров и др., 1981ф
III-6-2	П	Левый борт р. Силяп, 2 км ниже устья р. Нюлкучан	Бобров и др., 1981ф
IV-2-13	П	Восход	Государственная … , 1977
IV-6-3	П	Руч. Сырдах	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-6	П	Правый водораздел в верховье руч. Оросу	Филиппов и др, 1976ф
VI-1-56	П	Охотничий	Зарубин и др., 2002ф
VI-3-24	П	Акбура	Клочков и др., 1979ф
VI-3-27	П	Терраса р. Сугун	Клочков и др., 1979ф
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Черные металлы	
		Железо	
IV-2-21	П	Тапирское (Серый)	Кравцов и др., 1966ф
IV-2-22	П	Туманное	Ахьяев и др., 2008ф
V-5-37	ПМ	Митяй	Собственные полевые данные
		Железо, титан	
II-2-1	ШО	Междуречье Саканья–Мятись	Климов и др., 1980ф, Государственная … , 1989б
		Цветные металлы	
		Медь	
VI-4-1	П	Дальний-1	Клочков и др., 1979ф; Гордеев и др., 1987ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-4-2	П	Сурага-3	Клочков и др., 1979ф; Гордеев и др., 1987ф
VI-4-3	П	Сурага-2	Клочков и др., 1979ф; Гордеев и др., 1987ф
VI-4-4	П	Дальний-2	Клочков и др., 1979ф; Гордеев и др., 1987ф
VI-4-5	П	Сурага-1	Клочков и др., 1979ф
VI-5-22	П	Омулевка-Журавль	Хандожко и др., 1981ф; Шабанов и др., 1992ф
I-5-7	ПМ	Кенкельды	Государственная … , 1981
I-6-1	ПМ	Река Кыллах, среднее течение	Государственная … , 1981
II-1-7	ПМ	Правобережье руч. Огата	Климов и др., 1980ф
III-1-8	ПМ	Левобережье р. Хасан-Тирехтях	Государственная … , 1996аф (подг.к изд., не изд.)
IV-1-12	ПМ	Междуречье Каменистый–Сухой	Государственная … , 1977
IV-2-23	ПМ	Серое	Государственная … , 1977
IV-4-11	ПМ	Правобережье р. Зырянка	Алешко и др., 1974ф
IV-6-27	ПМ	Истоки р. Тарыннах-Сала	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-31	ПМ	Истоки р. Муостах	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-32	ПМ	Истоки р. Куранах-Сала	Филиппов и др, 1976ф
IV-6-33	ПМ	Правый водораздел в истоках р. Куранах-Сала	Филиппов и др, 1976ф
V-3-5	ПМ	Чачыгырас-вершина	Сурмилова и др., 1974ф
V-4-1	ПМ	Обратный	Сурмилова и др., 1974ф
V-4-5	ПМ	Зырянка-верх	Сурмилова и др., 1974ф
V-5-1	ПМ	Бурный	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-2	ПМ	Урадан-вершина	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-5	ПМ	Увязка-Булкут	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-13	ПМ	Трюлинья-1	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-15	ПМ	Трюлинья-2	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-26	ПМ	Серечен, левый водораздел	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-33	ПМ	Нуманья	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-38	ПМ	Чугас	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-39	ПМ	Глухарь	Сурмилова и др., 1979ф
VI-4-7	ПМ	Сурага-4	Клочков и др., 1979ф
VI-4-9	ПМ	Аччыгый-Нагаин-низ	Клочков и др., 1979ф
VI-5-3	ПМ	Кольдекчан	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-5	ПМ	Кручина	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-8	ПМ	Разлучный	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-13	ПМ	Харкинджа-3	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-14	ПМ	Констант	Хандожко и др., 1981ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-5-15	ПМ	Катон	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-16	ПМ	Констант-верх	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-17	ПМ	Марафон	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-18	ПМ	Быстрый	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-20	ПМ	Тромбон	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-21	ПМ	Нега-верх	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-26	ПМ	Харкинджа-Нега	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-29	ПМ	Двойной-верх	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-32	ПМ	Омулевка-2	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-38	ПМ	Мокрый-Пропасть	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-41	ПМ	Задет	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-42	ПМ	Омулевка-Урультун	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-43	ПМ	Глазун-Бизон	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-44	ПМ	Морковный- Бизон	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-55	ПМ	Трущобный	Шабанов и др., 1992ф
VI-6-13	ПМ	Сланцевый	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-15	ПМ	Скиф	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-26	ПМ	Ивашка-верх	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-27	ПМ	Ирис	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-29	ПМ	Ина	Хандожко и др., 1981ф
III-4-19	ШО	Левобережье р. Чечелюгюн	Государственная … , 1985б
IV-4-6	ШО	Бассейн верховьев р. Далекая	Государственная … , 1985б
IV-4-9	ШО	Бассейн руч. Горный	Государственная … , 1985б
V-5-3	ШО	Бурный-верх	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-28	ШО	Южный-верх	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-39	ШО	Руч. Чугас	Государственная … , 1987в
V-6-31	ШО	Олгуя-Омчикчан	Сурмилова и др., 1979ф
IV-5-15	ЛПО	Верховья р. Агынджа	Государственная … , 1986д Государственная … , 1986б
I-5-5	ЛВО	Верховья руч. Хаппыт-Юрях	Кац и др., 1975ф
III-3-16	ЛПР	Верховья рек Ымкырчан и Чечелюгюн	Теплов и др., 1969ф
		Медь, свинец	
IV-5-17	ШО	Ветвистый-Увязка	Сурмилова и др., 1979ф Государственная … , 1987в
V-5-17	ШО	Рассоха-Булкут	Сурмилова и др., 1979ф Государственная … , 1987в
		Медь, серебро	
V-5-4	П	Агынджа	Сурмилова и др., 1979ф Шпикерман и др., 1998

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		Медь, свинец, цинк	
V-5-35	ШО	Рассоха-Сибикенья	Сурмилова и др., 1979ф Государственная … , 1987в
		Медь, цинк	
V-5-21	П	Левосереченское	Сурмилова и др., 1979ф Шпикерман и др., 1998
VI-6-2	П	Туф	Хандожко и др., 1981ф
V-5-36	ШО	Сибикенья – верх	Государственная … , 1987в
		Медь, никель	
V-4-10	ЛПР	Сурага-Сугун	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф
		Свинец	
II-1-3	ПМ	Междуречье Суруна–Кыллах	Климов и др., 1980ф
II-1-4	ПМ	Левобережье р. Кыллах	Климов и др., 1980ф
II-1-5	ПМ	Верховья р. Чукча	Климов и др., 1980ф
II-1-9	ПМ	Левобережье р. Саканья	Климов и др., 1980ф
II-1-10	ПМ	Верховья р. Кыллах	Климов и др., 1980ф
II-1-11	ПМ	Левобережье р. Саканья	Климов и др., 1980ф
II-1-13	ПМ	Верховья р. Саканья	Климов и др., 1980ф
II-1-17	ПМ	Левобережье р. Мятись	Климов и др., 1980ф
II-1-18	ПМ	Правобережье р. Саканья	Климов и др., 1980ф
II-1-20	ПМ	Верховья р. Мятись	Климов и др., 1980ф
II-1-21	ПМ	Верховья р. Мятись	Климов и др., 1980ф
II-1-22	ПМ	Верховья р. Мятись	Климов и др., 1980ф
II-2-16	ПМ	Верховья р. Мятись	Климов и др., 1980ф
II-2-17	ПМ	Левобережье р. Анты	Климов и др., 1980ф
III-1-9	ПМ	Истоки р. Хакындя	Государственная … , 1996аф
III-1-16	ПМ	Водораздел рек Хулурин и Бадяриха	Государственная … , 1996аф
IV-4-2	ПМ	Водораздел Силяп–Грозный	Алешко и др., 1974ф
IV-4-5	ПМ	Тундровый	Алешко и др., 1974ф
IV-5-13	ПМ	Потерянный	Ремизов и др., 1974ф
V-3-8	ПМ	Талбыгыр	Сурмилова и др, 1974ф
V-3-15	ПМ	Каньон	Сурмилова и др, 1974ф
VI-4-13	ПМ	Левобережье р. Улахан-Нагаин	Клочков В. П. и др., 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-5-23	ПМ	Тромбон-верх	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-24	ПМ	Харкинджа-1	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-20	ПМ	Омулевка-4	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-35	ПМ	Ирис-Ина	Хандожко и др., 1981ф
V-6-11	ШО	Голубой	Сурмилова и др., 1979ф
VI-6-3	ШО	Водопадный	Хандожко и др., 1981ф
III-3-2	ЛПР	Бассейн ручьев Дылгы–Сулокчан	Государственная … , 1996аф (подг. к изд., не изд.)
		Свинец, цинк	
II-1-19	П	Верховья р. Мятись	Климов и др., 1980ф
IV-2-20	П	Каменистый-верх	Гос., XIX-XX, 1977
V-2-5	П	Амбарчик-верх	Данилогорский, 1967ф Геологическая … , 1979
V-2-10	П	Скалистый	Данилогорский и др., 1967ф Ахьяев и др., 2008ф
V-3-9	П	Джапкачан	Сурмилова и др, 1974ф
V-5-16	П	Догор	Государственная … , 1987 Сурмилова и др., 1979ф
VI-3-9	П	Осихат	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-6-9	П	Весновка	Шпикерман и др., 1991ф Маннафов и др., 1999ф
VI-6-11	П	Дорожный	Хандожко и др., 1981ф
I-6-8	ПМ	Правобережье руч. Сюстиннях	Волкодав, 1985ф
II-1-12	ПМ	Левобережье р. Мятись, верхнее течение	Климов и др., 1980ф
II-1-14	ПМ	Левобережье р. Саканья	Климов и др., 1980ф
II-1-15	ПМ	Верховья р. Саканья	Климов и др., 1980ф
II-1-16	ПМ	Правобережье р. Саканья	Климов и др., 1980ф
III-1-18	ПМ	Левобережье руч. Рогач	Сорокин и др., 1971ф
III-1-21	ПМ	Истоки р. Арга-Сала	Сорокин и др., 1971ф
III-1-22	ПМ	Правый водораздел р. Хайырдах	Сорокин и др., 1971ф
III-2-9	ПМ	Истоки р. Тас-Юрях	Сорокин и др., 1971ф
III-2-17	ПМ	Правый водораздел р. Бегара-Барыллыах	Государственная … , 1996аф (подг. к изд., не изд.)
V-2-12	ПМ	Ветвистый	Данилогорский и др., 1967ф
V-3-16	ПМ	Туруорул	Сурмилова и др, 1974ф Ахьяев и др., 2008ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-1-72	ПМ	Геоид	Зарубин и др., 2002ф Сорокин и др., 1998ф
VI-6-12	ПМ	Дорожный-2	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-33	ПМ	Вымпел	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-37	ПМ	Актюр	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-4	ЛПР	Кручина-левобережье	Хандожко и др., 1981ф
		Цинк	
II-2-20	ПМ	Левобережье р. Окочан	Климов и др., 1980ф
II-5-4	ПМ	Верховья р. Улахан-Кудерай	Николаев и др., 1975ф
IV-5-11	ПМ	Верховье руч. Прав. Ламутка	Ремизов и др., 1974ф
V-3-4	ПМ	Кюрэтэр	Сурмилова и др, 1974ф Ахьяев и др., 2008ф
V-5-18	ПМ	Надозерное	Шпикерман 1998
VI-4-31	ПМ	Правобережье р. Николай-Юрях	Клочков и др., 1979ф
VI-4-40	ПМ	Вермес	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-5-19	ПМ	Харкинджа-2	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-48	ПМ	Омулевка-Кривун	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-52	ПМ	Красивый-верх	Шабанов и др., 1992ф
III-1-23	ШО	Приустьевая часть р. Тас-Юрях	Государственная … , 1996аф
IV-5-8	ЛПО	Верховья р. Шумная	Государственная … , 1986д Государственная … , 1986
IV-5-14	ЛПО	Левобережье р. Увязка	Государственная … , 1986б Государственная … , 1986б
III-1-1	ЛПР	Верховья рек Хасан-Тирехтях, Илин-Толыння и Ыстаннах	Государственная … , 1996аф (подг. к изд.,не изд.)
		Цинк, золото, свинец	
V-2-4	П	Правый Интах	Данилогорский и др., 1967ф Геологическая … , 1979
		Цинк, свинец	
V-3-6	П	Чачыгырас	Сурмилова и др, 1974ф
VI-4-26	П	Улахан-Нагаин-2	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-5-25	П	Дарпир-Юрях-Омука	Хандожко и др., 1981ф
II-1-8	ПМ	Верховья р. Кыллах	Климов и др., 1980ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
III-2-7	ПМ	Истоки р. Борындя	Государственная … , 1996аф (подг. к изд.,не изд.)
V-2-18	ПМ	Гранитный	Ахьяев и др., 2008ф Геологическая … , 1979
V-2-19	ПМ	Ягодный	Ахьяев и др., 2008ф Геологическая … , 1979
V-4-9	ПМ	Отут-Юрюе	Сурмилова и др, 1974ф
VI-4-14	ПМ	Левобережье р.Аччыгый-Нагаин	Клочков и др., 1979ф
		Цинк, свинец, олово	
V-2-3	П	Амбарчик	Данилогорский и др., 1967ф Геологическая … , 1979
V-2-6	П	Скалистый-2	Геологическая … , 1979
		Цинк, ртуть	
II-1-6	ШО	Верхнее течение р. Кыллах и р. Чегой	Климов и др., 1980ф, Государственная … , 1989б
		Никель	
V-5-6	ПМ	Урадан-верх	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-9	ПМ	Урадан	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-34	ПМ	Петля	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-1	ПМ	Всёлый	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-5	ПМ	Всёлый-верх-2	Сурмилова и др., 1979ф
		Кобальт	
VI-5-11	ПМ	Ленковая-верх	Хандожко и др., 1981ф
		Молибден	
I-6-4	П	Ромашка II	Гончаров и др., 1983ф
V-4-3	ПМ	Эгелях	Сурмилова и др, 1974ф
V-4-6	ПМ	Эгелях-верх	Сурмилова и др, 1974ф
II-5-3	ЛВО	Верховье р. Чебагылах	Николаев и др., 1975ф
II-5-5	ЛВО	Верховья рек Дойды, Дюляй и Оччугуй-Кудерай	Николаев и др., 1975ф
		Молибден, уран	
I-5-16	П	Олений	Алешко и др., 1984ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		Молибден, свинец	
IV-3-8	ШО	Сатостубут-Эгелях	Сурмилова и др, 1974ф; Государственная … , 1981в; Ахьяев и др., 2008ф; Алешко и др., 1976ф
I-5-3	ЛПО	Водораздел Кадылчан–Кыллах	Кац и др., 1975ф
		Вольфрам	
VI-3-8	П	Скалистый	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф Гордеев и др., 1987ф
VI-5-35	П	Омулевское (уч. Мокрый)	Шабанов и др., 1992ф Шпикерман и др., 1991ф, Шпикерман и др., 1998
V-1-9	ПМ	Аматиджинское	Тимошенко и др., 1986ф
V-2-27	ПМ	Ардах	Показаньев и др., 1943ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-5-1	ПМ	Двухлеш	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-30	ПМ	Фамус	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-34	ПМ	Быстрый-Пионер	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-39	ПМ	Омулевка-1	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-8	ПМ	Эриехе	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-25	ПМ	Инанья-Неузнанный	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-28	ПМ	Дума	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-36	РП	Руч. Пионер	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-37	РП	Руч. Волнистый	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-9	ШО	Ленковая–Комариный	Хандожко и др., 1981ф Шабанов и др., 1992ф
VI-5-27	ШО	Мокрый–Омулевка	Хандожко и др., 1981ф Шабанов и др., 1992ф
VI-6-10	ШО	Эриехе–Темный	Хандожко и др., 1981ф
V-5-30	ЛВО	Серечен, правобережье	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-40	ЛВО	Горностаевый, левобережье	Государственная … , 1987в
		Вольфрам, олово	
V-1-3	П	Сфинкс	Геологическая … , 1979 Гавриков и др., 1950ф Ахьяев и др., 2008ф
V-1-5	П	Ганза	Ахьяев и др., 2008ф Гавриков и др., 1950ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		О л о в о	
VI-4-61	ММ н/о Госбалансом	Дарпирское	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
II-5-2	П	Улахан-Кудерай	Госуд., XI,XII, 1983
V-1-1	П	Музыкальный	Ахьяев и др., 2008ф Гавриков и др., 1950ф
V-3-22	П	Чугулукка	Государственная … , 1981в
V-3-23	П	Пирротиновое	Гедько и др., 1978ф Ахьяев и др., 2008ф
V-3-24	П	Солнышко	Гедько и др., 1978ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-3-29	П	Тахо	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-32	П	Эмгун	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-37	П	Станнум	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-39	П	Симба	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-55	П	Таборное	Клочков и др., 1979ф
VI-4-56	П	Перрон	Клочков и др., 1979ф
VI-4-57	П	Гранитное	Клочков и др., 1979ф
VI-4-59	П	Догор	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-3-28	РП	Руч. Левый Тахо	Клочков и др., 1979ф
VI-3-30	РП	Руч. Правый Тахо	Клочков и др., 1979ф
I-4-4	ПМ	Верховья руч. Илин-Сала	Кац и др., 1980ф
I-4-19	ПМ	Перевальный	Кац и др., 1980ф Алешко и др., 1984ф
II-2-13	ПМ	Правобережье р. Мятись	Климов и др., 1980ф
IV-1-14	ПМ	Среднее течение руч. Музыкальный	Гавриков и др., 1950ф
IV-1-15	ПМ	Композитор	Ахьяев и др., 2008ф
V-1-4	ПМ	Сверстник	Гавриков и др., 1950ф
V-1-6	ПМ	Факир-Кур	Кац и др., 1942ф, Ахьяев и др., 2008ф
V-1-69	ПМ	Дирекчан	Ахьяев и др., 2008ф
V-2-2	ПМ	Встречное	Скорина и др., 1941ф
V-2-11	ПМ	Обнаженный	Ахьяев и др., 2008ф; Скорина и др., 1941ф; Геологическая … , 1979
V-2-15	ПМ	Этанджа	Ахьяев и др., 2008ф
V-3-17	ПМ	Конники	Показаньев, 1943гф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-3-29	ПМ	Чугулукка-Юрюе-верх	Сурмилова и др, 1974ф Геолог., XXVII, XXVIII, 1981
VI-1-90	ПМ	Кара-Хая-вершина	Зарубин, 2004ф
VI-1-91	ПМ	Кыра-Хая-верх	Зарубин, 2004ф
VI-1-94	ПМ	Олений	Зарубин, 2004ф
VI-3-4	ПМ	Водораздельный	Клочков и др., 1979ф
VI-4-15	ПМ	Ураккчан	Клочков и др., 1979ф
VI-4-17	ПМ	Тонгын	Клочков и др., 1979ф
VI-4-41	ПМ	Графитное	Клочков и др., 1979ф
VI-4-46	ПМ	Хейкачан	Клочков и др., 1979ф
VI-4-51	ПМ	Улахан-Нагаин-вершина	Клочков и др., 1979ф
VI-4-53	ПМ	Сынок	Клочков и др., 1979ф
VI-4-63	ПМ	Омчик	Клочков и др., 1979ф
I-4-6	ШО	Истоки р. Нелькан и р. Кадылчан	Алешко и др., 1984ф Кац и др., 1980ф
I-4-10	ШО	Левобережье в верховье правого притока р. Орто-Тирехтях	Алешко и др., 1984ф Кац и др., 1980ф
V-3-19	ШО	Тирехтях-Артык	Государственная … , 1981в Государственная … , 1995ф
VI-2-45	ШО	Нижний Делкан-Охотика	Зарубин и др., 2004ф
VI-3-26	ШО	Тахо (Тас)-Екчан	Клочков и др., 1979ф
VI-3-36	ШО	Верховье р. Делянкир	Клочков и др., 1979ф
VI-4-11	ШО	Сугун и Улахан-Нагаин	Клочков и др., 1979ф
VI-4-42	ШО	Дарпир-Юрях-верховья	Клочков и др., 1979ф
VI-4-48	ШО	Улахан-Нагаин-Кунтук	Клочков и др., 1979ф
II-5-1	ЛВО	Междуречье Улахан-Кудерай–Оччугуй-Кудерай	Николаев и др., 1975ф
II-6-2	ЛВО	Правобережье р. Оччугуй-Кудерай	Николаев и др., 1975ф
I-5-18	ГГХ	Руч. Чебагылах	Кац и др., 1975ф
		О л о в о , в о л ь ф р а м	
IV-1-11	ШО	Междуречье Кур–Эрикит	Ахьяев и др., 2008ф, Государственная … , 1977
V-1-7	ШО	Малхайский	Ахьяев и др., 2008ф Геологическая … , 1979
		О л о в о , м о л и б д е н	
II-6-5	ЛВО	Верховья р. Хоска	Николаев и др., 1975ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		О л о в о , р т у т ь	
II-4-1	ШО	Амгиндя-Тирехтях	Кац и др., 1980ф
		Р т у т ь	
I-6-10	П	Сылгы	Гончаров и др., 1976ф
I-4-20	ПМ	Киноварный	Кац и др., 1980ф Алешко и др., 1984ф
I-6-7	ПМ	Сюстиннях	Гончаров и др., 1976ф
I-6-9	ПМ	Большое	Гончаров и др., 1976ф
III-1-4	ПМ	Верховья р. Мятись	Сорокин и др., 1971ф
III-2-18	ПМ	Левобережье р. Бегара-Барыллах	Сорокин и др., 1971ф
IV-1-7	ПМ	Красное	Государственная … , 1977 Ахьяев и др., 2008ф
V-3-10	ПМ	Кыгыл-Хая	Сурмилова и др, 1974ф Гедько, 1978г
V-3-25	ПМ	Радужное	Сурмилова и др, 1974ф Государственная … , 1981в Гедько и др., 1978ф
VI-3-39	ПМ	Буй	Клочков и др., 1979ф
I-4-2	ШО	Бассейн р. Нелькан и р. Орто-Тирехтях	Алешко и др., 1984ф Кац и др., 1980ф Кац и др., 1975ф
I-4-3	ШО	Верховье р. Оюн	Кац и др., 1980ф
I-4-14	ШО	Правобережье р. Орто-Тирехтях	Алешко и др., 1984ф Кац и др., 1980ф
I-4-21	ШО	Верховья р. Орто-Тирехтях и р. Амгиндя-Тирехтях	Алешко и др., 1984ф Кац и др., 1980ф
I-5-8	ШО	Верховья Сев.Седедема–Кыллах	Кац и др., 1975ф
I-6-3	ШО	Река Сылгы-Юрях – р.Кыллах	Кац и др., 1975ф Гончаров, 1976ф
II-4-2	ШО	Правобережье нижнего течения р. Тирехтях (Ожогинский)	Кац и др., 1980ф
III-2-14	ШО	Верхнее течение р. Матага-Эселях	Сорокин и др., 1971ф Ахьяев и др., 2008ф
III-4-3	ШО	Правобережье р. Чечелюгюн	Государственная … , 1996аф; Ахьяев и др., 2008ф
III-5-19	ШО	Междуречье Илин-Кынгырайдах и Арга-Юрях	Бобров и др., 1981ф
V-6-42	ШО	Омчикчан	Госуд., XXIX,XXX, Сурмилова и др., 1987
I-6-6	ЛВО	Водораздел р. Сылгы-Юрях и р. Эселях	Гончаров и др., 1976ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		Мышьяк	
V-2-14	ПМ	Известковистый	Ахьяев и др., 2008ф
V-6-15	ПМ	Кокосовый	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-13	ЛПР	Керместях-Бильбет	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-26	ЛПР	Олгуя-Петровский	Сурмилова и др., 1979ф
		Сурьма	
VI-4-47	П	Ачмолачан-1	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-49	П	Ачмолачан-II	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф
V-5-29	ПМ	Хачиска-вершина	Сурмилова и др., 1979ф
VI-4-29	ПМ	Бергенджа	Клочков и др., 1979ф
VI-4-35	ПМ	Ундина	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф Гордеев и др., 1987ф
		Висмут	
VI-1-92	ПМ	Озерный-вершина	Зарубин и др., 2004ф
		Висмут, свинец	
II-2-19	ПМ	Верховье р. Камчатка	Климов и др., 1980ф
		Висмут, олово, золото	
VI-3-10	П	Джукан-2	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф Гордеев и др., 1987ф
		Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы	
		Редкие земли	
II-2-15	ШО	Верховья рек Саканья, Мятись, Анты	Климов и др., 1980ф
II-3-5	ШО	Верхнее течение Сулаккан-Делькю	Государственная … , 1996аф
III-1-13	ШО	Правобережье р. Мома	Сорокин и др., 1971ф, Государственная … , 1996аф; Ахьяев,2008ф
III-3-17	ШО	Верховья р. Эемю и р. Делькю	Государственная … , 1996аф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
III-4-1	ШО	Верховья рек Дяхтар-Унултах и Арга-Кынгырайдах	Государственная … , 1996аф; Теплов и др., 1969ф, Ахьяев и др., 2008ф
III-4-4	ШО	Верховья р. Бургалы	Государственная … , 1996аф; Ахьяев и др., 2008ф
IV-3-6	ШО	Правобережье р. Буордах	Государственная … , 1985б
IV-4-10	ШО	Левобережье руч. Ленкю	Государственная … , 1985б
V-6-14	ЛПР	Бильбет	Сурмилова и др., 1979ф
		Циркон	
III-1-24	ШО	Левобережье р. Мома	Государственная … , 1996аф
III-3-12	ШО	Верховья р. Балаганнах	Государственная … , 1996аф
		Благородные металлы	
		Золото	
V-1-77	ММ*	Келлям (зона № 3)	Шудов и др., 2006ф
VI-1-7	ММ	Билэр	Зарубин и др., 2004ф
VI-1-74	ММ/О	Нагорное	Сорокин и др., 1998ф Зарубин и др., 2004ф
VI-1-82	МС*	Хангалас	Бородкина, 2005ф Зарубин и др., 2004ф
VI-2-27	ММ	Барн	Зарубин и др., 2004ф
VI-3-42	ММ	Фарт	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф
VI-3-51	ММ	Тунгусское	Клочков, 1981 Гордеев и др., 1987ф
I-6-5	П	Седловина	Гончаров и др., 1983ф
V-1-14	П	Дайка Митрейская	Шудов и др., 2005ф
V-1-15	П	Дайка Золотая	Шудов и др., 2005ф
V-1-24	П	Мелкий-Кочевой	Ахьяев и др., 2008ф Геологическая … , 1979
V-1-26	П	Малый Акулинчан (плотик)	Ахьяев и др., 2008ф
V-1-33	П	Чудный-Ожидание	Ахьяев и др., 2008ф
V-1-36	П	Левобережье руч. Чистый (Соколиное)	Ахьяев и др., 2008ф Шудов и др., 1998ф
V-1-40	П	Труд	Шудов и др., 1998ф Ахьяев и др., 2008ф
V-1-43	П	Ярд	Шудов и др., 1998ф Ахьяев и др., 2008ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-1-44	П	Труд-2	Шудов и др., 1998ф Ахьяев и др., 2008ф
V-1-47	П	Укромный	Шудов и др., 1998ф Ахьяев и др., 2008ф
V-1-49	П	Прямой	Шудов и др., 1998ф Ахьяев и др., 2008ф
V-1-50	П	Левобережье руч. Укромный	Шудов и др., 1998ф Ахьяев и др., 2008ф
V-1-52	П	Кус-Элит	Ахьяев и др., 2008ф
V-1-62	П	Ураса	Шудов и др., 2000ф Ахьяев и др., 2008ф
V-2-33	П	Охобас	Ахьяев и др., 2008ф Шудов и др., 1998ф
V-2-34	П	Былыр-1	Ахьяев и др., 2008ф Шудов и др., 1998ф
V-2-39	П	Былыр-2	Ахьяев и др., 2008ф Шудов и др., 1998ф
V-2-45	П	Силбик-верх	Ахьяев и др., 2008ф Шудов и др., 1998ф
V-2-52	П	Локон	Шудов и др., 1998ф
V-6-24	П	Сахарымнан	Сурмилова и др., 1979ф
VI-1-2	П	Развилочный	Ахьяев и др., 2008ф
VI-1-4	П	Интах-Пятачок	Ахьяев и др., 2008ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-13	П	Куропачий	Ахьяев и др., 2008ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-18	П	Тюрбан	Ахьяев и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-21	П	Акташ	Ахьяев и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-35	П	Лесной	Ахьяев и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-42	П	Триумф	Насыров и др., 1990ф Зарубин и др., 2002ф Ахьяев, 208ф
VI-1-46	П	Загадочный-Отбой	Насыров и др., 1990ф Зарубин и др., 2002ф Ахьяев, 208ф
VI-1-59	П	Сержант	Донварь, 2012ф
VI-1-60	П	Фиорд	Насыров и др., 1990ф Зарубин и др., 2002ф Ахьяев, 208ф
VI-1-61	П	Кольцевое	Донварь, 2012ф
VI-1-63	П	Горностай	Донварь, 2012ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-1-76	П	Клич	Зарубин и др., 2002ф Сорокин и др., 1998ф Куковский и др., 2006ф
VI-1-77	П	Контрольный	Зарубин и др., 2002ф Сорокин и др., 1998ф Куковский и др., 2006ф
VI-1-79	П	Ампир	Бородкина и др., 2005ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-80	П	Двойной	Зарубин и др., 2002ф Сорокин и др., 1998ф Куковский и др., 2006ф
VI-1-85	П	Ожидание	Бородкина и др., 2005ф
VI-2-7	П	Находка	Зарубин и др., 2002ф
VI-2-13	П	Золотой Рог	Сорокин и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-2-19	П	Мститель	Сорокин и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-2-26	П	Шумное	Зарубин, 2004ф
VI-2-34	П	Пиритовый	Зарубин, 2002ф
VI-2-39	П	Кварцевый	Сорокин и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф Зарубин и др., 2004ф
VI-3-1	П	Гырбынья	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф
VI-3-3	П	Гырбынья-2	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф
VI-3-11	П	Ущелье	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф Гордеев и др., 1987ф
VI-3-20	П	Блеск	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-3-31	П	Майское	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф Гордеев и др., 1987ф
VI-3-37	П	Пионер	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф
VI-3-38	П	Шпат	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-3-45	П	Марка-1	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-3-49	П	Красивое	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф Ахьяев и др., 2008ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-3-52	П	Дайка Надежная	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-19	П	Луч	Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-43	П	Таган	Ахьяев и др., 2008ф Клочков и др., 1979ф
I-4-1	ПМ	Левый водораздел р. Нелькан	Шестеренкин, 1974ф
I-4-5	ПМ	Верхнее течение р. Нелькан	Шестеренкин, 1974ф
I-4-8	ПМ	Верховья р. Кадылчан	Шестеренкин, 1974ф
I-4-12	ПМ	Правый водораздел в истоках р. Сев.Седедема	Шестеренкин, 1974ф
I-4-17	ПМ	Верховье руч. Линейный	Шестеренкин, 1974ф
I-4-18	ПМ	Левый водораздел руч. Трубный	Шестеренкин, 1974ф
I-5-1	ПМ	Правобережье р. Нелькан	Волкодав и др., 1985ф
I-5-2	ПМ	Левобережье р. Кадылчан	Волкодав и др., 1985ф
I-5-4	ПМ	Правобережье руч. Хотту	Государственная … , 1981а
I-5-6	ПМ	Левобережье в верховье р. Калдычан	Волкодав и др., 1985ф
I-5-14	ПМ	Истоки р. Сылгы-Юрях	Государственная … , 1981а
I-5-17	ПМ	Правобережье р. Сев.Седедема	Государственная … , 1981а
II-2-14	ПМ	Среднее течение р. Мятись	Климов и др., 1980ф
II-2-18	ПМ	Верховье р. Камчатка	Климов и др., 1980ф
III-2-1	ПМ	Верховье р. Окочан	Сорокин и др., 1971ф
III-2-5	ПМ	Череминыша	Сорокин и др., 1971ф
III-2-6	ПМ	Истоки руч. Фидий	Сорокин и др., 1971ф
III-3-5	ПМ	Левобережье р. Чалбанья	Шустов и др., 1967ф
III-3-8	ПМ	Истоки руч. Донор	Шустов и др., 1967ф
III-3-9	ПМ	Левый водораздел р. Делькю	Шустов и др., 1967ф
III-3-11	ПМ	Правобережье р. Делькю	Шустов и др., 1967ф
III-4-9	ПМ	Верховье р. Дьахтар-Унухтах	Теплов и др., 1969ф
III-4-11	ПМ	Левобережье руч. Чилим	Теплов и др., 1969ф
III-4-12	ПМ	Левый водораздел руч. Чилим	Теплов и др., 1969ф
III-4-14	ПМ	Верховье р. Арга-Кынгырайдах	Теплов и др., 1969ф
IV-2-3	ПМ	Правобережье р. Эйемю	Кравцов и др., 1966ф
IV-2-18	ПМ	Еретик	Кравцов и др., 1966ф
IV-2-19	ПМ	Верховье руч. Каменистый	Кравцов и др., 1966ф
IV-3-1	ПМ	Верховье р. Кынгырайдах	Алешко и др., 1976ф
IV-3-2	ПМ	Верховье р. Крест	Алешко и др., 1976ф
IV-4-1	ПМ	Истоки руч. Пуричи	Алешко и др., 1974ф
IV-4-13	ПМ	Правобережье р. Хастах	Алешко и др., 1974ф
IV-5-12	ПМ	Бочера	Ремизов и др., 1974ф
V-1-2	ПМ	Моренное	Данилогорский и др., 1967ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-1-8	ПМ	Узкий	Ахьяев и др., 2008ф
V-1-13	ПМ	Коммунар-верх	Шудов и др., 2005ф
V-1-16	ПМ	Троговое	Кравцов, 1958ф Геологическая … , 1979
V-1-19	ПМ	Хоккей	Кравцов, 1958ф Геологическая … , 1979
V-1-22	ПМ	Укуланское	Геологическая … , 1979
V-1-25	ПМ	Щеголинское	Кравцов и др., 1958ф Геологическая … , 1979
V-1-30	ПМ	Чуждый	Кравцов и др., 1961ф
V-1-31	ПМ	Левобережье руч. Цирк	Котов и др., 1967ф
V-1-32	ПМ	Правый водораздел руч. Кур-Булгуннях	Котов и др., 1967ф
V-1-37	ПМ	Софья	Твердохлебов и др., 1955ф
V-1-45	ПМ	Земфира	Твердохлебов и др., 1955ф
V-1-51	ПМ	Полуденный-верх	Котов и др., 1967ф
V-1-53	ПМ	Муза	Твердохлебов и др., 1955ф
V-1-54	ПМ	Правобережье руч. Бол. Анмандыкан	Бузов и др., 1966ф
V-1-57	ПМ	Темный-верх	Котов и др., 1967ф
V-1-59	ПМ	Восточный	Ахьяев и др., 2008ф
V-1-60	ПМ	Дуговой-Мыс	Бузов и др., 1966ф
V-1-61	ПМ	Антагачан-Тунгырэнджа	Ахьяев и др., 2008ф
V-1-65	ПМ	Амбардах-Водопадный	Ахьяев и др., 2008ф
V-1-66	ПМ	Амбардах-Трафаретный	Ахьяев и др., 2008ф Геологическая … , 1979
V-1-75	ПМ	Болотное	Геологическая … , 1979
V-2-7	ПМ	Светлое	Ахьяев и др., 2008ф
V-2-8	ПМ	Предгорное	Данилогорский и др., 1967ф Ахьяев и др., 2008ф
V-2-9	ПМ	Промежуточное	Данилогорский и др., 1967ф Ахьяев и др., 2008ф
V-2-13	ПМ	Ледниковое	Данилогорский и др., 1967ф
V-2-17	ПМ	Тенбельское	Ахьяев и др., 2008ф Геологическая … , 1979
V-2-22	ПМ	Хара-Тасское	Геологическая … , 1979
V-2-23	ПМ	Быстрый	Ахьяев и др., 2008ф
V-2-24	ПМ	Прямой	Геологическая … , 1979 Ахьяев и др., 2008ф
V-2-25	ПМ	Поперечный	Ахьяев и др., 2008ф Геологическая … , 1979
V-2-30	ПМ	Высокогорный	Ахьяев и др., 2008ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-2-32	ПМ	Крутой	Ахьяев и др., 2008ф
V-2-35	ПМ	Сорт	Ахьяев и др., 2008ф
V-2-36	ПМ	Сухой	Ахьяев и др., 2008ф
V-2-37	ПМ	Унгинское	Геологическая … , 1979
V-2-40	ПМ	Обратный-Онгокан	Бузов и др., 1966ф
V-2-42	ПМ	Каменистый-верх	Ахьяев и др., 2008ф
V-2-44	ПМ	Ясный	Гавриков, 1955ф Бузов и др., 1966ф
V-2-46	ПМ	Соготохское	Геологическая … , 1979
V-2-47	ПМ	Попутный	Ахьяев и др., 2008ф
V-2-48	ПМ	Цепкий	Сивцов и др., 1962ф
V-2-49	ПМ	Онгокан-низ	Гавриков и др., 1955ф
V-2-51	ПМ	Сахынья-Искра	Ахьяев и др., 2008ф
V-2-53	ПМ	Светлый	Сивцов и др., 1962ф
V-2-54	ПМ	Снеговой	Сивцов и др., 1962ф
V-3-11	ПМ	Кыгыл-Хая-верх	Гедько и др., 1978ф
V-3-12	ПМ	Левый Кыгыл-Хая	Ахьяев и др., 2008ф
V-3-20	ПМ	Конники 2	Ахьяев и др., 1998ф Показаньев, 1943ф
V-3-26	ПМ	Гырбынья-Сиен-2	Петров,1995ф
V-4-7	ПМ	Кончагай	Сурмилова и др, 1974ф
V-5-10	ПМ	Булкут	Сурмилова и др., 1979ф Государственная … , 1987в
V-5-11	ПМ	Булкут-правобережье-1	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-12	ПМ	Булкут-правобережье-2	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-14	ПМ	Булкут-правобережье-3	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-19	ПМ	Саркынья	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-22	ПМ	Саркынья-вершина	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-23	ПМ	Ичен	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-31	ПМ	Хачиска-верх	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-3	ПМ	Спутник	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-6	ПМ	Всёлый-верх	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-9	ПМ	Якши-вершина	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-16	ПМ	Сахарымнан-низ	Мяснянкин и др., 1977ф
V-6-18	ПМ	Глубокий	Мяснянкин и др., 1977ф
V-6-21	ПМ	Бараний	Сурмилова и др., 1979ф Мяснянкин и др., 1977ф
V-6-25	ПМ	Находка	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-29	ПМ	Одинокий	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-30	ПМ	Олгуя-Одинокий	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-34	ПМ	Имсали-вершина	Сурмилова и др., 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-6-36	ПМ	Глухарь-верх	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-37	ПМ	Петровский-верх	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-38	ПМ	Имсали, правобережье	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-40	ПМ	Петровский, левый водораздел	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-41	ПМ	Петровский, левый борт	Сурмилова и др., 1979ф
VI-1-20	ПМ	Антагачан-Ульян	Ахьяев и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-22	ПМ	Балганнах-верх	Ахьяев и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-28	ПМ	Боец	Ахьяев и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-29	ПМ	Символ	Ахьяев и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-31	ПМ	Задумчивый-Центральный	Зарубин и др., 2002ф
VI-1-33	ПМ	Дровяной-Огонер	Сорокин и др., 1998ф
VI-1-36	ПМ	Триасовый	Зарубин и др., 2002ф
VI-1-41	ПМ	Базовый	Насыров и др., 1990ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-54	ПМ	Нера-Мекчерге	Насыров и др., 1990ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-64	ПМ	Багылах	Насыров и др., 1990ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-65	ПМ	Ала-Чубука	Зарубин и др., 2002ф
VI-1-71	ПМ	Мекчерге-верх	Зарубин и др., 2002ф
VI-1-73	ПМ	Двойной-верх	Зарубин и др., 2002ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-75	ПМ	Старатель	Зарубин и др., 2002ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-84	ПМ	Мудэкэн-Озерный	Зарубин и др., 2002ф
VI-2-1	ПМ	Облачный	Сивцов и др., 1962ф
VI-2-2	ПМ	Норд	Сивцов и др., 1962ф
VI-2-3	ПМ	Безымянный	Зарубин и др., 2002ф
VI-2-5	ПМ	Перекат	Зарубин и др., 2002ф
VI-2-8	ПМ	Пинцет	Зарубин и др., 2002ф
VI-2-12	ПМ	Икар	Зарубин и др., 2002ф
VI-2-20	ПМ	Динур-Обман	Сорокин и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-2-21	ПМ	Обман	Сорокин и др., 1998ф Зарубин и др., 2002ф
VI-2-37	ПМ	Каньон	Зарубин и др., 2002ф
VI-2-44	ПМ	Белый-верх	Зарубин и др., 2002ф
VI-3-12	ПМ	Микс	Клочков и др., 1979ф
VI-3-14	ПМ	Артык-вершина	Клочков и др., 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-3-15	ПМ	Турах-правобережье	Клочков и др., 1979ф
VI-3-18	ПМ	Керн	Клочков и др., 1979ф
VI-3-19	ПМ	Урдан	Клочков и др., 1979ф
VI-3-22	ПМ	Букатын	Клочков и др., 1979ф
VI-3-23	ПМ	Астероид	Клочков и др., 1979ф
VI-3-25	ПМ	Анмандыкан	Клочков и др., 1979ф
VI-3-34	ПМ	Саняк	Клочков и др., 1979ф
VI-3-40	ПМ	Дэрэн	Клочков и др., 1979ф
VI-3-44	ПМ	Ясный	Клочков и др., 1979ф
VI-3-54	ПМ	Кий	Клочков и др., 1979ф
VI-3-55	ПМ	Извилистый	Клочков и др., 1979ф
VI-3-56	ПМ	Лунный	Клочков и др., 1979ф
VI-3-57	ПМ	Наледный	Клочков и др., 1979ф
VI-3-59	ПМ	Малахай-низ	Клочков и др., 1979ф
VI-3-60	ПМ	Утренний	Клочков и др., 1979ф
VI-3-61	ПМ	Малый	Клочков и др., 1979ф
VI-3-62	ПМ	Малахай	Клочков и др., 1979ф
VI-3-63	ПМ	Джунгар	Клочков и др., 1979ф
VI-3-64	ПМ	Султан	Клочков и др., 1979ф
VI-3-65	ПМ	След	Клочков и др., 1979ф
VI-4-12	ПМ	Рында	Ахьяев и др., 2008ф Клочков и др., 1979ф
VI-4-25	ПМ	Истоки р. Аччыгый-Нагаин	Клочков и др., 1979ф
VI-4-27	ПМ	Куличан	Клочков и др., 1979ф
VI-4-45	ПМ	Кончиган	Клочков и др., 1979ф
VI-4-52	ПМ	Одэри-Амчолачан	Гордеев и др., 1987ф
VI-4-58	ПМ	Левая Ерега	Клочков и др., 1979ф
VI-5-2	ПМ	Дарым	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-6	ПМ	Правый Омчикчан-Кручина	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-12	ПМ	Ленковая-Горелый	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-33	ПМ	Пионер	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-47	ПМ	Разрез	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-49	ПМ	Красивый	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-21	ПМ	Заря-2	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-32	ПМ	Ина-верх	Хандожко и др., 1981ф
VI-1-3	РМК	Руч. Интах	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-8	РМК	Руч. Анка-Ягельный	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-30	РМК	Река Нера-Антагачан	Ахьяев и др., 2012ф
VI-1-32	РМК	Руч. Курун-Агалык	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-43	РМК	Река Нера-Мекчерге-Триасовый-Крутой	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-48	РМК	Река Нера-Таганья	Тутасова и др., 2010ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-1-62	РМК	Река Бурустах с притоками Устьевой, Петрик	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-66	РМК	Река Нера-Бурустах-Поворотный	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-14	РМК	Река Нючча с притоком Золотой Рог	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф
V-1-27	РМС	Руч. Малый Акулинчан	Тутасова и др., 2010ф
V-1-46	РМС	Река Ылэн с притоком руч. Элит-Левый Элит	Васильева и др., 2012ф Тутасова и др., 2010ф
V-1-56	РМС	Руч. Полуденный	Тутасова и др., 2010ф
V-2-29	РМС	Руч. Низовой	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-5	РМС	Руч. Фауна	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-9	РМС	Река Антагачан-Торбыкин-верх	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-10	РМС	Руч. Правый Интах	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-14	РМС	Руч. Кюеллях	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-15	РМС	Река Антагачан – Торбыкин-низ	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-23	РМС	Руч. Балаганнах	Насыров и др., 1990ф Зарубин и др., 2004ф
VI-1-24	РМС	Река Антагачан	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-25	РМС	Руч. Таганья с притоком Случайный	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф Зарубин и др., 2004ф
VI-1-27	РМС	Руч. Актур с притоком Центральный	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-37	РМС	Руч. Проходной с притоком Лесной	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-58	РМС	Руч. Загадочный	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф Насыров и др., 1990ф
VI-1-70	РМС	Руч. Поворотный	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-81	РМС	Руч. Двойной-Гранитный	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-83	РМС	Руч. Лев. Хангалас с притоками Зимний и Узкий	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-16	РМС	Река Бурустах-Попутный	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-36	РМС	Руч. Делегеннях	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф
VI-3-48	РМС	Руч. Надежный	Тутасова и др., 2010ф
VI-3-50	РМС	(Тунгусский-Делянкир)-Делянкир	Тутасова и др., 2010ф
V-1-23	РММ	Руч. Глухой	Тутасова и др., 2010ф
V-1-39	РММ	Руч. Укромный	Шудов и др., 1998ф
V-1-41	РММ	Руч. Напрасный-Труд	Тутасова и др., 2010ф
V-1-48	РММ	Руч. Прямой	Степанов и др., 1974ф Шудов и др., 1998ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-1-55	РММ	Руч. Лилипут-Лев. Лилипут	Тутасова и др., 2010ф
V-1-63	РММ	Ущелье	Шудов и др., 2006ф
V-1-64	РММ	Руч. Смежный-Ураса	Шудов и др., 2006ф
V-1-74	РММ	Руч. Бараксан	Тутасова и др., 2010ф
V-1-76	РММ	Чуугун	Тутасова и др., 2010ф
V-2-26	РММ	Река Тирехтях (Момский)	Тутасова и др., 2010ф
V-2-31	РММ	Руч. Кырагас	Шудов и др., 1998ф
V-2-41	РММ	Руч. Силбик	Ахьяев и др., 1998ф Шудов и др., 1998ф
VI-1-6	РММ	Руч. Пионерское	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-11	РММ	Руч. Невзрачный	Насыров и др., 1990ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-12	РММ	Руч. Аннушка	Тутасова и др., 2010ф Насыров и др., 1990ф
VI-1-26	РММ	Руч. Мюд	Сорокин и др., 1998ф
VI-1-34	РММ	Руч. Тополь	Ахьяев и др., 2012ф
VI-1-40	РММ	Руч .Забытый	Сорокин и др., 1998ф
VI-1-49	РММ	Руч. Охотничий	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-50	РММ	Руч. Тритон	Сорокин и др., 1998ф
VI-1-52	РММ	Руч. Ала-Чубука	Тутасова и др., 2010ф
VI-1-53	РММ	Руч. Кроткий	Сорокин и др., 1998ф
VI-1-67	РММ	Руч. Продольный	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф
VI-1-68	РММ	Бурный	Сорокин и др., 1998ф
VI-1-69	РММ	Загадка	Сорокин и др., 1998ф
VI-1-78	РММ	Руч. Ампир с притоками Дуб, Тихий	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-11	РММ	Руч. Окно	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-17	РММ	Руч. Попутный	Сорокин и др., 1998ф Тутасова и др., 2010ф
VI-2-23	РММ	Руч. Сюрприз с притоками Древний, Заросший	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-24	РММ	Руч. Шумный-Коварный	Зарубин и др., 2004ф
VI-2-25	РММ	Руч. Заря	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-28	РММ	Руч. Дар с притоком Барн	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-29	РММ	Река Хара-Юрях	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-33	РММ	Руч. Пиритовый	Тутасова и др., 2010ф Сорокин и др., 1998ф
VI-3-21	РММ	Бурый-Икар	Тутасова и др., 2010ф
VI-3-32	РММ	Река Артык с притоками Марс и Шпат	Тутасова и др., 2010ф
VI-3-33	РММ	Руч. Окрашенный	Клочков и др., 1979ф
VI-3-46	РММ	Руч. Фарт	Тутасова и др., 2010ф
VI-3-47	РММ	Каньон	Тутасова и др., 2010ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-3-53	РММ	Руч. Зигзаг	Клочков и др., 1979ф
VI-3-66	РММ	Руч. Дым	Клочков и др., 1979ф
II-1-2	РП	Руч. Коричневый	Климов и др., 1980ф, Государственная … , 1989б
IV-1-2	РП	Арга-Юрях	Ахьяев и др., 1998ф
IV-1-3	РП	Эрикит-1	Ахьяев и др., 1998ф
IV-1-4	РП	Шепот	Ахьяев и др., 1998ф
IV-1-10	РП	Эрикит-2	Ахьяев и др., 1998ф
IV-2-6	РП	Бысыттах (Быгыттах)	Ахьяев и др., 1998ф
IV-2-8	РП	Элы	Кравцов и др., 1966ф
IV-2-9	РП	Быттах-Ыябыт	Ахьяев и др., 1998ф
IV-2-12	РП	Делыгда	Ахьяев и др., 1998ф
IV-3-5	РП	Верховье р. Эгебит-Салы	Алешко и др., 1976ф
V-1-11	РП	Руч. Коммунар	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-12	РП	Босс	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-17	РП	Тир	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-18	РП	Оль	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-20	РП	Дикий	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-21	РП	Лев.Кур	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-29	РП	Слепой	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-34	РП	Кур	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-35	РП	Тазит	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-58	РП	Восточный	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-67	РП	Возможный	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-68	РП	Куранах	Тутасова и др., 2010ф
V-1-70	РП	Пологий	Ахьяев и др., 1998ф Степанов и др., 1974ф
V-1-72	РП	Находка	Ахьяев и др., 1998ф
V-1-73	РП	Молочный	Степанов и др., 1974ф
V-1-78	РП	Чан	Ахьяев и др., 1998ф
V-2-20	РП	Руч. Лунный	Ахьяев и др., 1998ф
V-2-28	РП	Ухуна	Ахьяев и др., 1998ф
V-2-38	РП	Руч. Онгокан	Ахьяев и др., 1998ф
V-2-43	РП	Древняя долина Онгокана	Ахьяев и др., 1998ф
V-2-50	РП	Аэрона	Ахьяев и др., 1998ф
V-3-18	РП	Река Тирехтях (Момский)-низ	Ахьяев и др., 1998ф
V-3-21	РП	Река Мэльтэх-Юрюе-низ	Ахьяев и др., 1998ф
V-6-17	РП	Руч. Сахарымнан-Глубокий	Мяснянкин и др., 1977ф Сурмилова и др., 1979ф
V-6-20	РП	Руч. Итакня-Мининский	Мяснянкин и др., 1977ф Сурмилова и др., 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-6-27	РП	Руч. Сахарымнан-верх	Мяснянкин и др., 1977ф
V-6-28	РП	Река Олгуя-Одинокий	Мяснянкин и др., 1977ф Сурмилова и др., 1979ф
V-6-32	РП	Руч. Последний	Мяснянкин и др., 1977ф
V-6-33	РП	Руч. Имсали	Мяснянкин и др., 1977ф Сурмилова и др., 1979ф
VI-1-1	РП	Река Антагачан-Кулухун	Зарубин и др., 2004ф
VI-1-16	РП	Руч. Утонувший	Зарубин и др., 2002ф
VI-1-19	РП	Руч. Ульян	Зарубин и др., 2002ф
VI-1-38	РП	Руч. Триумф-терраса	Зарубин и др., 2002ф
VI-1-44	РП	Руч. Курун-Агалык (терраса)	Зарубин и др., 2002ф
VI-1-45	РП	Руч. Триумф	Насыров и др., 1990ф Зарубин и др., 2002ф
VI-1-47	РП	Руч. Нет	Сорокин и др., 1998ф
VI-1-51	РП	Руч. Соколиный-Правый Соколиный	Сорокин и др., 1998ф
VI-1-57	РП	Руч. Глубокий	Зарубин и др., 2002ф
VI-1-87	РП	Руч. Хангалас с притоком Болотный	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-6	РП	Руч. Дайковый	Ахьяев и др., 1998ф
VI-2-10	РП	Руч. Находка	Ахьяев и др., 1998ф
VI-2-15	РП	Руч. Кручина	Сорокин и др., 1998ф Ахьяев и др., 1998ф
VI-2-18	РП	Руч. Обман	Сорокин и др., 1998ф
VI-2-22	РП	Руч. Мститель	Сорокин и др., 1998ф
VI-2-30	РП	Руч. Пик	Зарубин и др., 2004ф
VI-2-31	РП	Река Артык-Пик	Зарубин и др., 2004ф
VI-2-35	РП	Река Нера-Промежуточный	Тутасова и др., 2010ф
VI-2-38	РП	Руч. Кварцевый	Сорокин и др., 1998ф
VI-2-41	РП	Руч. Увальный	Зарубин и др., 2004ф
I-1-2	ШО	Стрелка рек Индигирка–Селеннях	Коротков и др., 1981ф
I-1-8	ШО	Река Кыллых, выше устья р. Аргандя	Коротков и др., 1981ф
I-6-2	ШО	Бассейн р. Кенкельды	Кац и др., 1975ф Гончаров и др., 1983ф
II-2-5	ШО	Среднее течение р. Эльгенджа	Госуд., VII,VIII, 1989
II-2-12	ШО	Правобережье в верхнем течении р. Камчатка	Климов и др., 1980ф, Государственная … , 1989б
II-6-3	ШО	Река Седедема	Николаев и др., 1975ф
III-3-3	ШО	Верхнее течение р. Делькю и р. Сулання	Шустов и др., 1967ф; Государственная … , 1996аф; Ахьяев и др., 2008ф
III-4-2	ШО	Верховья рек Бургалы и Чечелюгюн	Ахьяев и др., 2008ф, Теплов и др., 1969ф
IV-1-1	ШО	Бассейн нижнего течения р. Эрикит	Ахьяев и др., 2008ф, Государственная … , 1977

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
IV-1-5	ШО	Левобережье р. Кур	Ахьяев и др., 2008ф, Государственная … , 1977
IV-1-13	ШО	Эрикит-Потерянный	Ахьяев и др., 2008ф
IV-2-4	ШО	Междуречье Бысыттах–Делыгда	Госуд., XIX,XX, 1977, Ахьяев и др., 1998ф, Ахьяев и др., 2008ф
IV-2-17	ШО	Река Буордах	Ахьяев и др., 2008ф Госуд., XIX,XX, 1977
IV-4-3	ШО	Бассейн руч. Тундровый	Госуд., XXI,XXII, 1985
IV-5-9	ШО	Нижнее течение р. Бочера	Госуд., XXIII,XXIV, 1986 Ахьяев и др., 2008ф
V-3-7	ШО	Тирехтях-Саркычан	Ахьяев и др., 2008ф Сурмилова и др, 1974ф
V-3-14	ШО	Тирехтях-Мельтэх-Юрюе	Геологическая … , 1979 Государственная … , 1981в
V-6-19	ШО	Итакня-верх	Сурмилова и др., 1979ф Государственная … , 1987в
V-6-22	ШО	Кривой	Государственная … , 1987в
VI-2-4	ШО	Артык-Делянкир	Ахьяев и др., 2008ф Зарубин и др., 2002ф Зарубин и др., 2004ф Клочков и др., 1979ф
VI-2-9	ШО	Бурустах-верх	Ахьяев и др., 2008ф Маннафов и др., 1999ф
VI-2-32	ШО	Река Артык-Нера	Зарубин и др., 2002ф Зарубин и др., 2004ф
VI-3-7	ШО	Артык-истоки	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-3-41	ШО	Ачмолачан-Хапчагай	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-6-1	ШО	Омулевка-Пустой	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-6	ШО	Незабудка-Осадочный	Хандожко и др., 1981ф
III-3-4	ЛПО	Верхнее течение руч. Вираж	Шустов и др., 1967ф Государственная … , 1996аф
IV-2-14	ЛПР	Каменный	Государственная … , 1977
IV-2-16	ЛПР	Роковой	Государственная … , 1977
		З о л о т о , о л о в о	
VI-3-13	П	Нод	Ахьяев М.Р. и др., 2008ф Клочков В.П. и др., 1979ф
VI-3-16	ПМ	Нод восточный	Клочков В.П. и др., 1979ф
IV-3-3	ШО	Левобережье р. Мома	Ахьяев и др., 2008ф Государственная … , 1985б

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		Золото, серебро	
I-4-16	П	Зимний	Кац и др., 1980ф
IV-1-6	П	Изида	Ахьяев и др., 2008ф
IV-1-8	П	Гласный (Широкий)	Ахьяев и др., 2008ф
V-3-2	П	Эгелях	Сурмилова и др, 1974ф
V-3-30	П	Гырбынья-Сиен-1	Петров и др., 1995ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-20	П	Баджихар	Ахьяев и др., 2008ф Клочков и др., 1979ф
IV-1-9	ПМ	Чалбыгинское	Ахьяев и др., 2008ф
V-3-1	ПМ	Эгелях-2	Сурмилова и др., 1974ф
VI-4-62	ПМ	Ерега	Клочков и др., 1979ф
		Золото, вольфрам	
V-2-1	П	Правый Интах-2	Ахьяев и др., 2008ф
VI-5-10	П	Российское	Шабанов и др., 1992ф
		Золото, мышьяк	
V-6-4	ЛПО	Всёлый, верховье	Сурмилова и др., 1979ф
		Золото, сурьма	
V-1-38	П	Чистый	Шудов и др., 2006ф
V-1-42	П	Ылэнское	Ахьяев и др., 2008ф
VI-1-55	П	Абалах	Насыров и др., 1990ф Зарубин и др., 2002ф
VI-3-35	П	Колхозник	Гордеев и др., 1987ф Ахьяев и др., 2008ф
		Золото, висмут	
VI-3-6	П	Яклы	Ахьяев и др., 2008ф Клочков и др., 1979ф
VI-3-43	П	Марка-2	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-50	П	Хапчагай	Клочков и др., 1979ф
		Серебро	
IV-2-15	П	Цветок	Государственная … , XIX,XX, 1977 Ахьяев и др., 2008ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-1-71	П	Размыв	Ахьяев и др., 2008ф
VI-2-46	П	Белое	Зарубин и др., 2002ф
VI-2-48	П	Охотика	Зарубин и др., 2004ф
VI-3-17	П	Джапкачан	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф
VI-3-58	П	Зот (Киль)	Клочков и др., 1979ф Гордеев и др., 1987ф Ахьяев и др., 2008ф
II-4-3	ПМ	Правобережье р. Камчатка	Кац и др., 1980ф
V-4-8	ПМ	Правый Илин-Юрях	Сурмилова и др, 1974ф
V-5-7	ПМ	Бурный-верх	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-8	ПМ	Булкут, левобережье	Сурмилова и др., 1979ф
V-5-25	ПМ	Саркынья-верх	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-7	ПМ	Серповидный	Сурмилова и др., 1979ф
VI-1-88	ПМ	Бутугун	Зарубин и др., 2004ф
VI-4-16	ПМ	Илун	Клочков и др., 1979ф
VI-4-18	ПМ	Росомаха-2	Клочков и др., 1979ф
VI-4-21	ПМ	Правобережье р. Улахан-Нагаин	Клочков и др., 1979ф
VI-4-23	ПМ	Правобережье р. Улахан-Нагаин-2	Клочков и др., 1979ф
VI-4-60	ПМ	Дарпирчик	Клочков и др., 1979ф
VI-5-28	ПМ	Двойной	Шабанов и др., 1992ф
VI-5-31	ПМ	Чурик	Шабанов и др., 1992ф
VI-6-14	ПМ	Омулевка-5	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-16	ПМ	Сабилла-Заря	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-17	ПМ	Заря	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-18	ПМ	Сабилла	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-19	ПМ	Омулевка-петля	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-22	ПМ	Омулевка-3	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-23	ПМ	Неузнанный-Заря	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-24	ПМ	Ивашка-Неузнанный	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-30	ПМ	Ранги	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-31	ПМ	Ивашка	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-34	ПМ	Авр	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-36	ПМ	Авр-Ирис	Хандожко и др., 1981ф
VI-2-43	ЛПР	Мередуй-Белый	Зарубин и др., 2004ф
VI-2-47	ЛПР	Верхний Делкан-Охотика	Зарубин и др., 2004ф
VI-5-7	ЛПР	Ленковая-Глухариный	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-51	ЛПР	Омулевка-Каньон	Хандожко и др., 1981ф
I-5-10	ГГХ	Верховье р. Сылгы-Юрях	Кац и др., 1975ф
II-5-7	ГГХ	Стрелка Ожогина-Чечелюгюн	Николаев и др., 1975ф
II-6-1	ГГХ	Верховья левых притоков р. Седедема	Николаев и др., 1975ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
II-6-6	ГГХ	Междуречье От-Сала и Хоска	Николаев и др., 1975ф
		Серебро, свинец, цинк	
VI-4-10	ЛПР	Сугун-Аччыгый-Нагаин	Ахьяев и др., 2008ф Клочков и др., 1979ф
		Платина	
III-3-1	ПМ	Правобережье руч. Хулхунжа	Шустов и др., 1967ф
		Радиоактивные элементы	
		Уран	
I-4-7	П	Кадылчанское	Березнев и др., 2015ф
I-5-13	П	Охра	Шестеренкин и др., 1974ф Алешко и др., 1984ф
V-3-31	П	Терем	Хамицаев и др., 1952ф
VI-3-2	П	Шумный (Джапкачан-верх)	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-3-5	П	Уха	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-6	П	Агей	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-24	П	Гурга	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-28	П	Новый Ус	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-33	П	Ун	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-34	П	Аномалия 282	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-36	П	Мун	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
VI-4-38	П	Увальный	Клочков и др., 1979ф Ахьяев и др., 2008ф
I-4-9	ПМ	Светлый	Кац и др., 1980ф
I-4-11	ПМ	Левобережье в верховье р. Сев. Седедема	Шестеренкин и др., 1974ф, Березнев и др., 2015ф
I-4-13	ПМ	Стрелецкий	Кац и др., 1980ф
I-4-15	ПМ	Опальный	Кац и др., 1980ф, Березнев и др., 2015ф
V-1-10	ПМ	Ранний	Быков, 1951ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		Уран, молибден	
I-5-9	П	Зоренька	Шестеренкин и др., 1974ф Алешко и др., 1984ф
I-5-11	П	Кыллах	Алешко,1984ф
I-5-12	П	Искорка	Шестеренкин и др., 1974ф Алешко и др., 1984ф
I-5-15	П	Светлячок	Кац и др., 1975ф; Шестеренкин и др., 1974ф; Алешко и др., 1984ф; Березнев и др., 2015ф
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Оптические материалы	
		Пьезокварц	
III-1-3	П	Верховье руч. Риза	Сорокин и др., 1971ф
III-1-5	П	Левый борт р. Илин-Толынья	Сорокин и др., 1971ф
III-1-6	П	Верховье р. Хасан-Тирехтях	Сорокин и др., 1971ф
III-1-7	П	Руч. Стерх	Сорокин и др., 1971ф
III-1-11	П	Горный	Сорокин и др., 1971ф
III-1-14	П	Верховье руч. Хапа	Сорокин и др., 1971ф
III-2-12	П	Руч. Гам	Сорокин и др., 1971ф
III-2-13	П	Правый борт руч. Снос	Сорокин и др., 1971ф
III-2-16	П	Руч. Сигнал	Сорокин и др., 1971ф
III-3-6	П	Истоки руч. Вираж	Шустов и др., 1967ф
III-3-7	П	Верховье руч. Клад	Шустов и др., 1967ф
III-3-10	П	Руч. Туспа	Шустов и др., 1967ф
III-4-13	П	Левый водораздел руч. Чилим	Государственная … , 1996аф
III-4-15	П	Левый водораздел руч. Унтер	Государственная … , 1996аф
III-4-18	П	Истоки р. Арга-Кынгырайдах	Государственная … , 1996аф
IV-2-2	П	Акваланг	Государственная … , 1977
IV-4-8	П	Правобережье р. Тарын-Юрях	Государственная … , 1985б
IV-5-7	П	Горный	Ремизов и др., 1974ф
IV-5-16	П	Увязка	Ремизов и др., 1974ф
IV-6-23	П	Левобережье руч. Туманный	Филиппов и др, 1976ф
V-2-16	П	Дарпирское	Геологическая … , 1979
V-6-23	П	Сахарымнан-1	Сурмилова и др., 1979ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-1-17	П	Правый Интах-верх	Зарубин и др., 2002ф
III-1-2	ПМ	Левобережье р. Илин-Толыння	Сорокин и др., 1971ф
III-1-10	ПМ	Правобережье руч. Рогач	Сорокин и др., 1971ф
III-1-12	ПМ	Правобережье в верховье р. Ыстаннах	Сорокин и др., 1971ф
III-1-15	ПМ	Левый водораздел р. Ыстаннах	Сорокин и др., 1971ф
III-1-17	ПМ	Правобережье р. Хулурин	Сорокин и др., 1971ф
III-1-19	ПМ	Левый водораздел р. Хулурин	Сорокин и др., 1971ф
III-1-20	ПМ	Правобережье р. Ыстаннах	Сорокин и др., 1971ф
III-2-2	ПМ	Левобережье руч. Мемфис	Сорокин и др., 1971ф
III-2-3	ПМ	Гидор	Сорокин и др., 1971ф
III-2-4	ПМ	Истоки руч. Ямс	Сорокин и др., 1971ф
III-2-8	ПМ	Истоки р. Молуха	Сорокин и др., 1971ф
III-2-10	ПМ	Левобережье р. Тас-Юрях	Сорокин и др., 1971ф
III-2-11	ПМ	Истоки р. Матага-Эгелях	Сорокин и др., 1971ф
III-2-15	ПМ	Истоки р. Борулах	Сорокин и др., 1971ф
III-3-13	ПМ	Верховье р. Делькю	Шустов и др., 1967ф
III-3-14	ПМ	Верховья руч. Лев. Ымкырчан	Шустов и др., 1967ф
III-3-15	ПМ	Руч. Жрец	Шустов и др., 1967ф
III-4-10	ПМ	Левобережье р. Арга-Кынгырайдах	Теплов и др., 1969ф
III-4-16	ПМ	Верховья р. Чечелюгюн	Теплов и др., 1969ф
III-4-17	ПМ	Левобережье в верховье р. Силяп	Теплов и др., 1969ф
IV-4-4	ПМ	Верховье р. Силяп	Алешко и др., 1974ф
IV-4-7	ПМ	Истоки р. Грозная	Алешко и др., 1974ф
IV-5-5	ПМ	Истоки р. Сомнительная	Ремизов и др., 1974ф
IV-5-6	ПМ	Истоки руч. Быллар	Ремизов и др., 1974ф
IV-5-10	ПМ	Правобережье нижнего течения р. Бочера	Ремизов и др., 1974ф
IV-6-21	ПМ	Истоки руч. Батар-Быгыттах	Филиппов и др, 1976ф
V-1-28	ПМ	Юрский	Геологическая … , 1979
V-2-21	ПМ	Благородный	Геологическая … , 1979
V-6-8	ПМ	Всёлый-верх-3	Сурмилова и др., 1979ф
V-6-35	ПМ	Имсали-верх	Сурмилова и др., 1979ф
		Химическое сырье	
		Флюорит оптический	
III-2-19	ПМ	Левый борт руч. Куба	Сорокин и др., 1971ф
		Сера	
V-5-24	П	Правосереченское	Шпикерман, 1998
V-5-20	ПМ	Оз. Серечен	Государственная … , 1987в

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
V-5-32	ПМ	Серечен-низ	Шпикерман и др., 1998 Сурмилова и др., 1979ф
		Минеральные удобрения	
		Ф о с ф о р и т	
IV-4-12	П	Бочера	Булгакова, 1976
		Огнеупорное сырье	
		Г л и н ы о г н е у п о р н ы е	
IV-6-14	П	Эрозионное-глины	Государственная … , 1986д
		Горнотехническое сырье	
		А с б е с т	
V-6-2	ПМ	Всёлый-2	Сурмилова и др., 1979ф Государственная … , 1987в
V-6-12	ПМ	Якши-2	Сурмилова и др., 1979ф
		Г р а ф и т	
VI-1-86	П	Озерный	Зарубин и др., 2004ф
VI-1-89	П	Озерный-Кыра-Хая	Зарубин и др., 2004ф
VI-1-93	П	Дальний	Зарубин и др., 2004ф
		Т а л ь к	
V-3-15	П	Каньон	Данилов и др., 1993ф Сурмилова и др, 1974ф
V-3-28	ПМ	Гырбынья-Сиен-3	Петров и др., 1995ф
V-4-2	ПМ	Калгар	Сурмилова и др, 1974ф
V-4-4	ПМ	Калгар-вершина	Сурмилова и др, 1974ф
		Драгоценные камни, поделочное сырье	
		П о д е л о ч н ы е к а м н и	
II-6-4	РП	Седедемское	Николаев и др., 1975ф Жаров и др.,1976ф Сытник и др., 1993ф
VI-4-22	П	Гурга-2	Клочков и др., 1979ф
VI-6-4	П	Поворотная	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-5	П	Ягодный-верх	Хандожко и др., 1981ф
VI-6-7	П	Эриехе-Поворотная	Хандожко и др., 1981ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
		Строительные материалы	
		Карбонатные породы	
		Мраморы	
V-3-13	МК / н	Солнечное	Данилов и др., 1993ф Сурмилова и др, 1974ф
VI-4-8	П	Энги	Клочков и др., 1979ф
VI-5-28	П	Двойной	Шабанов и др., 1992ф
		Известняк	
VI-5-40	МК / н	Дарпирское	Демченко и др., 1973ф Шабанов и др., 1992ф
		Глинистые породы	
		Глины и суглинки кирпичные	
IV-6-20	ММ / н	Зырянское	Черепанов и др., 1973ф
		Глины огнеупорные	
IV-6-14	П	Эрозионное-глины	Государственная … , 1986д
		Обломочные породы	
		Песчано-гравийная смесь	
I-1-3	ММ	Русло р. Индигирка (813 км от устья)	Николаева и др., 2012ф
		Гравийно-галечный материал	
IV-6-16	П	Правобережье р. Зырянка, в 3 км ниже устья р. Буор-Кемюсь	Филиппов и др, 1976ф
		Прочие ископаемые	
		Гипс	
V-5-27	МК / н	Серечен	Сурмилова и др., 1979ф Мерзляков и др., 1987 Решетников и др., 1989ф
VI-4-30	П	Улахан-Нагаин	Клочков и др., 1979ф
VI-4-44	П	Дарпир-Юрях	Клочков и др., 1979ф
VI-5-45	П	Бизон-Пропасть	Хандожко и др., 1981ф Шабанов и др., 1992ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник информации (автор отчета, инв. № отчета)
VI-5-50	П	Сердар	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-53	П	Тарусянка	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-54	П	Текла	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-56	П	Урультун, правобережье	Хандожко и др., 1981ф
VI-5-57	П	Омулевка- Казбек	Хандожко и др., 1981ф
		Сырье для каменного литья	
IV-2-1	МС / н	Балаган-Тас	Захаров и др., 1995ф
		ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ	
		Минеральные лечебные	
		Минеральная вода без разделения по составу (источник)	
IV-2-5	П	Мезон	Государственная … , 1977
		Вода минеральная сероводородная	
VI-5-46	П	Серный	Шабанов и др., 1992ф
		Питьевые пресные	
		Вода пресная в скважине	
IV-6-12	ММ	Верхне-Колымское (уч. Верхняя Наледь)	Ковалев, 1980ф
VI-2-42	ММ	Артыкское	Гайдукевич, 2013ф

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				А	В + C_1	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
1 Au,Mo,U/K. Алазейская прогнозируемая ураново-молибденово-золоторудная минерагеническая зона												
1.1 Au,U,Mo,Sn,Hg. Белогорский прогнозируемый ртутно-олово-молибденово-ураново-золоторудный район												
1.1.1	***Au,U,Mo,Sn Верхне-Кыллахский прогнозируемый олово-молибдено-ураново-золоторудный узел***	**Золото**	1309							6,50*		
		Уран								75,00		
		Молибден								20,80*		
Вне района												
1.0.1	***Au,Mo Кенкельдинский прогнозируемый молибденово-золоторудный узел***	Золото	217							4,40*		
		Молибден								17,55*		
1.0.2	***Hg Лево-Седедемский прогнозируемый ртутнорудный узел***	Ртуть	448							0,059*		
3 Cu,Pb,Zn,Au/O-D;J_3. Рассошинская золото-полиметаллическо-меднорудная минерагеническая зона												
3.1 Cu,Pb,Zn(g) Верхнебулкутский прогнозируемый цинк-свинец-меднорудный с гипсом район												
3.1.1	***Cu Агынджинский прогнозируемый меднорудный узел***	Медь	70							4352,00		
		Серебро								218, 00		
V-5-4	Агынджа, П	Медь							173,00*			

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				А	$B + C_1$	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
3.1.2	***Pb,Zn (g,S) Сереченский прогнозируемый цинково-свинцоворудный узел (с гипсом и серой)***	Гипс	206							526,60*		
V-5-16	Догор, П	Свинец							58,00*			
		Цинк							28,00*			
V-5-27	Серечен, МК/н	Гипс				29,79*		179,80*	688,00*			897,59*
		Гипсоангидрит				24,9*						
Вне района												
3.0.1	***Au/ J_3-K_1;Q. Аргатасский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел***	Золото (р)	890							2,30*		
4 Au/N-Q Момская прогнозируемая золотороссыпная минерагеническая зона												
4.0.1	***Au. Делыгдинский прогнозируемый золотороссыпной узел***	Золото (р)	1184							2,400 *		
5 Ag,Au,Pb,Zn/ J_3 Уяндино-Ясачненская цинк-свинец-золото-сереброрудная минерагеническая зона												
5.0.1	***Au,Ag Эрикитский прогнозируемый серебро-золоторудный узел***	Золото	621							1,700*		
		Золото (р)								5,220*		
		Серебро								300,000*		

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	B + C_1	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
5.0.2	***Pb,Zn,Ag,Cu,Au Кенгкелийский (Куранахский) прогнозируемый золото-медно-серебро-цинково-свинцоворудный узел***	Свинец	370							20,000*		
		Цинк								56,000*		
		Серебро								200,000*		
		Медь								20,000*		
5.0.3	***Au,Ag,Pb,Zn,Sn Буордахский прогнозируемый олово-цинк-свинец-серебро-золоторудный узел***	Золото	643							3,000*		
		Серебро								200,000*		
		Свинец								45,000*		
		Цинк								30,000*		
6 Pb, Zn,Ag,fl/O-D;J_3;Q Таскано-Омулевская флюорит-серебро-полиметаллическая минерагеническая зона												
6.0.1	***Cu Сурагинский прогнозируемый меднорудный узел***	Медь	245							650,000*		
6.0.2	***Au,W ВерхнеОмчикчанский прогнозируемый вольфрамово-золоторудный узел***	Золото	115									
VI-5-10	Российский, П	Золото							0,252*			
6.0.4	***W,Cu,Au /O-D; J_3;Q Омулевский прогнозируемый золото-медно-вольфрамоворудно-россыпной узел***	Вольфрам	180							0,22*		
		Золото								0,080*		

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	B + C_1	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
VI-5-35	Омулевское, П	Вольфрам							0,57*			
		Вольфрам (делюв)							10,9*			
VI-5-37	Волнистый, РП	Вольфрам (р)						11*	30,8*			
VI-5-36	Пионер, РП	Вольфрам (р)							5,7*			
7 Sn,W,Au,Ag,Sb/J_3 Дарпирская (Чибагалах-Эрикитская) сурьмяно-серебро-золото-вольфрамово-оловорудная минерагеническая зона												
7.0.1	***Sn,W Кур-Верхне-Эрикитский прогнозируемый вольфрамово-оловорудный узел***	Вольфрам	288									
V-1-3	V-1-3 Сфинкс	Вольфрам							2,700*			
7.0.3	***Au/J_3-K_1;Q Верхне-Тирехтяхский (Мэлтехский) золоторудно-россыпной узел***	Золото	536							3,000*		
		Золото (р)								2,650*		
V-2-26	Тирехтях (Момский), РММ					0,09			0,03*			
V-2-31	Кырагас, РММ								0,03*			
V-2-41	Силбик, РММ							0,40*				
	Былыр, РП, на КПИ не вынесен, перекрыт проявлениями V-2-34,39								0,04*			

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	B + C_1	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
7.0.4	***Sn,W,U Чугулукский прогнозируемый урановольфрамово-оловорудный узел***	Олово	543							4,000*		
		Свинец								4,000*		
		Цинк								12,000*		
		Серебро								80,000*		
		Уран								0,23*		
VI-3-5	Уха, П	Уран							0,360*			
7.0.5	***U Агейский прогнозируемый урановорудный узел***	Уран	90							0,39*		
VI-4-6	Агей, П	Уран							0,371*			
V-3-31	Терем, П	Уран							0,039*			
7.0.6	***Au,Sn Гырбыньинский прогнозируемый олово-золоторудный узел***	Золото	282							25,000		
		Золото (р)								0,720*		
		Олово								3,000*		
7.0.7	***Ag,Au Баджихарский прогнозируемый золото-сереброрудный узел***	Серебро	115							350,000*		
		Золото								1,8*		
7.0.8	***Sn,U Улахан-Нагаинский прогнозируемый урановоловорудный узел***	Олово	209							1,000*		
		Уран								0,71*		
VI-4-24	Гурга, П	Уран							0,54*			
VI-4-28	Новый Ус, П	Уран							0,062*			
VI-4-33	Ун, П	Уран							0,023*			
VI-4-36	Мун, П	Уран							0,034*			

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	B + C_1	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
7.0.9	***Sn/J_3-K_1;Q Тахинский прогнозируемый олово-рудно-россыпной узел***	Олово	94							4,000*		
		Олово (р)								60,000*		
		Вольфрам (р)								20,000*		
VI-3-29	Тахо, П	Олово							5,000 *			
VI-3-28 VI-3-30	Лев.Тахо, РП Прав.Тахо, РП	Олово (р)						80,00*				
VI-3-28 VI-3-30	Лев.Тахо, РП Прав.Тахо, РП	Вольфрам (р)						30,000*				
7.0.10	***Au,Sb Ачмолачанский прогнозируемый сурьмяно-золоторудный узел***	Золото (р)	170							1,400*		
7.0.11	***Sn Дарпирский оловорудный узел***	Олово	204							7,000*		
		Олово (р)								210,000*		
VI-4-61	Дарпирское, ММ/н	Олово							1,000*			
Вне узлов												
V-3-9	Джапкачан, П	Свинец								30,000*		
		Цинк								10,000*		
		Серебро								300,000 *		
VI-3-9	Осихат, П	Свинец								700,000*		
		Цинк								600,000*		
		Медь								80,000*		

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	$B + C_1$	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
8 Au/J_3-K_1;Q Иньяли-Дебинская золоторудно-россыпная минерагеническая зона												
8.0.1	***Аи Куобах-Багинский (Митрей-Онгохтахский) золоторудно-россыпной узел***	Золото	66							1,720*		
		Золото (р)								0,080 *		
V-1-14	Дайки Митрейская, П + Золотая, П (V-1-15)	Золото						1,000*	4,63*			5,63
V-1-11	Коммунар, РП (+ руч. Бурный)	Золото (р)						0,080*				
8.0.2	***Аи Курский (Кур-Булгунняхский) золоторудно-россыпной узел***	Золото	422							10,000*		
		Золото (р)								0,540*		
V-1-23	Глухой, РММ	Золото (р)			0,031			0,08*				
V-1-27	Мал. Акулиничан, РМС	Золото (р)						0,78*				
V-1-21	Лев. Кур, РП	Золото (р)						1,03*				
V-1-29	Слепой, РП (+Чудный)	Золото (р)						0,62*				
V-1-17	Тир, РП	Золото (р)							0,23*			
V-1-34	Кур, РП	Золото (р)							4,77*			
8.0.3	***Аи Ылэнский золоторудно-россыпной узел***	Золото	396									
		Золото (р)								0,463*		
V-1-47	Укромный, П	Золото							2,7			
V-1-46	Ылэн с притоком Элит-Лев.Элит, РМС	Золото (р)			0,227	0,002						
V-1-56	Полуденный, РМС	Золото (р)			0,43							

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	B + C_1	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
V-1-55	Лилипут-Лев.Лилипут, РММ	Золото (р)			0,065	0,007						
V-1-41	Напрасный-Труд, РММ (+ Сучок, РП)	Золото (р)			0,031			0,11*				
V-1-35	Тазит, РП	Золото (р)						0,11*				
8.0.4Au	***Аи Тунгырэнджа-Сиенский золоторудно-россыпной узел***	Золото (р)	596									
V-2-29	Низовой, РМС	Золото (р)			0,241	0,037	0,113	0,399*				
V-1-58	Восточный, РП	Золото (р)						0,02*				
V-2-20	Лунный, РП	Золото (р)						0,01*				
V-2-43	Древняя долина Онгокан, РП	Золото (р)							0,19*			
V-2-38	Онгокан, РП (+ Каменистый, РП)	Золото (р)						0,05*				
8.0.5	***Аи Урасинский (Амбардахский) золоторудно-россыпной узел***	Золото (р)	170									
V-1-68	Куранах, РП	Золото (р)					0,058*					
V-1-76	Чуугун, РММ	Золото (р)						0,54*				
V-1-67	Возможный, РП	Золото (р)						0,01*				
V-1-70	Пологий, РП	Золото (р)						0,18*				
V-1-72	Находка, РП	Золото (р)						0,02*				
V-1-78	Чан, РП	Золото (р)						0,05*				
VI-1-1	Антагачан-Кулухун, РП	Золото (р)						0,15*				
8.0.6	***Аи Турахский золоторудно-россыпной узел***	Золото	779							4,000*		
		Золото (р)										

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	$B + C_1$	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
VI-2-11	Окно, РММ	Золото (р)			0,022		0,002	0,02*				
VI-3-21	Бурый-Икар, РММ	Золото (р)							0,18*			
VI-2-10	Находка+Новый, РП	Золото (р)						0,7*				
VI-2-6	Дайковый, РП	Золото (р)						0,02*				
	Безымянный (РП) – лев. приток в верховье р. Антагачан – на КПИ не вынесен	Золото (р)						0,1*				
8.0.7	***Аи Тунгусский (Делянкирский) золоторудно-россыпной узел***	Золото	541							77		
		Золото (р)										
VI-3-51	Тунгусское, ММ	Золото			0,029	0,147			119			119,176
VI-3-42	Фарт, ММ	Золото				0,028		0,348*				0,376
VI-3-38	Шпат, П	Золото						1,0*				
VI-3-50	(Тунгусский–Делянкир) – Делянкир, РМС	Золото (р)			0,230		0,023	0,096*	0,239*			
VI-3-48	Надежный, РМС	Золото (р)			0,023	0,064						
VI-3-33	Окрашенный, РММ	Золото (р)						0,127*				
VI-3-32	Артык с прит.Марс и Шпат, РММ	Золото (р)			0,015	0,045	0,005	0,092*	0,225*			
VI-3-46	Фарт, РММ	Золото (р)			0,034	0,015		0,115*	0,015*			
VI-3-53	Зигзаг, РММ	Золото (р)			0,096		0,001	0,04*				

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	B + C_1	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
	Пионер,РП (+Правый), на КПИ не вынесен, закрыт проявлением Пионер (VI-3-37)	Золото (р)						0,06*				
8.0.8	***Au Пикский прогнозируемый золоторудно-россыпной узел***	Золото	151							2,000*		
8.0.9	***Ag,Au/J_3-K_1 Хуламринский прогнозируемый золото-сереброрудный узел***	Серебро	373							1000,000*		
		Золото								11,600*		
9 Au/₽,J_3-K_1;Q Ольчано-Нерская золоторудно-россыпная минерагеническая зона												
9.0.1	***Au Тегергачи-Интахский (Нера-Балаганнахский) золоторудно-россыпной узел***	Золото	169									
		Золото (р)										
VI-1-7	Билэр, ММ	Золото			0,459			0,500*	1,500*			2,459
VI-1-10	Правый Интах, РМС	Золото (р)			0,104	0,015						
VI-1-23	Балаганнах, РМС	Золото (р)			0,08	0,154	0,005	0,379*				
VI-1-5	Фауна, РМС	Золото (р)						0,073*				
9.0.2	***Au Антагачанский золото-рудно-россыпной узел***	Золото	447									
		Золото (р)										
V-1-77	Келлям, ММ	Золото				2,95*		6,2/0,6*	3,5*			13,25
VI-1-24	Антагачан, РМС	Золото (р)			0,575							
VI-1-15	Антагачан–Торбыкин, низ, РМС	Золото (р)			0,397							

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				А	$B + C_1$	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
VI-1-9	Антагачан–Торбыкин, верх, РМС	Золото (р)			0,278							
VI-1-3	Интах, РМК +Пионер (VI-1-6, РММ)	Золото (р)			0,392			0,22*				
V-1-74	Бараксан, РММ	Золото (р)						0,017*	0,231*			
VI-1-14	Кюеллях, РМК	Золото (р)			0,008	0,01		0,032*				
VI-1-8	Анка-Ягельный, РМК + Аннушка (VI-1-12, РММ)	Золото (р)			0,005	0,006		0,236*	0,011*			
VI-1-26	Мюд, РММ	Золото (р)						0,04*				
VI-1-11	Невзрачный, РММ	Золото (р)						0,04*				
VI-1-19	Ульян, РП	Золото (р)						0,02*				
	Антагачан (устье) Погреб. россыпь, на КПИ не вынесена	Золото (р)			0,383			0,13*				
	Антагачан-Мюд. Погреб. россыпь, на КПИ не вынесена)	Золото (р)			0,204			0,2*				
	Антагачан (прав. терраса). Погреб. россыпь, на КПИ не вынесена)	Золото (р)						0,03*				
	Миша-Пестрый, на КПИ не вынесен, левобережье р. Антагачан, выше месторождения Антагачан–Торбыкин, низ	Золото (р)				0,021*		0,021*				

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	$B + C_1$	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
9.0.3	***Бурустахский золоторудно-россыпной узел***	Золото	827							92,0		
		Золото (р)								0,600*		
VI-2-27	Барн, ММ	Золото			0,003	0,393		0,935*				1,331
VI-1-59	Сержант, Петрик, П	Золото						26,8	22,3			49,1
VI-1-61	Кольцевое, П	Золото						5,83	4,2			10,03
VI-2-13	Золотой Рог, П	Золото						3,5	21,2			24,7
VI-2-19	Динур (Мститель), П	Золото						2,2	4,6			6,8
VI-1-48	Нера-Таганья, РМК	Золото (р)			1,893							
VI-1-66	Бурустах-Поворотный, РМК	Золото (р)			0,436		0,396					
VI-1-62	Бурустах-Петрик, РМК (Бурустах + Бурустах-Петрик +Бурустах-КИЗ +Бурустах (Поздний)+Устьевой, Петрик) +Зенит (РММ)	Золото (р)			0,787	0,002	0,079	0,142*				
VI-1-14	Нючча, РМК	Золото (р)			0,203	0,112	0,077	0,06*				
VI-1-32	Курун-Агалык, РМК (+лев. приток,VI-1-37, Проходной, РМС)	Золото (р)				0,073		0,296*	0,268*			
VI-2-16	Бурустах-Попутный, РМС (+VI-2-17, Попутный, РММ +VI-2-15,Кручина, РП + VI-2-18, Обман, РП)	Золото (р)			0,341	0,182*		0,580*				
VI-1-25	Таганья, РМС	Золото (р)						0,12*				
VI-1-27	Актур, РМС	Золото (р)			0,048							
VI-2-36	Делегеннях, РМС	Золото (р)						0,014*				

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	B + C_1	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
VI-1-67	Продольный, РММ	Золото (р)			0,048	0,014		0,08*				
VI-2-25	Заря, РММ	Золото (р)			0,052			0,039*				
VI-2-23	Сюрприз с притоками, РММ	Золото (р)				0,02		0,055*	0,039*			
VI-2-28	Дар с прит. Барн, РММ	Золото (р)			0,02	0,01	0,002	0,003*				
VI-2-29	Хара-Юрях, РММ	Золото (р)			0,217			0,055*				
VI-1-49	Охотничий, РММ	Золото (р)			0,052			0,035*				
VI-2-33	Пиритовый, РММ	Золото (р)			0,018	0,002	0,005	0,056*				
VI-2-35	Нера-Промежуточный, РП	Золото (р)						0,08*				
9.0.4	***Аи Ала-Чубукский золото-рудно-россыпной узел***	Золото	278							7,0		
		Золото (р)										
		Серебро (р)										
VI-1-43	Нера-Мекчерге-Триасовый-Крутой (РМК)	Золото (р)			3,875	0,099*	0,074*	0,335*	0,265*			
VI-1-30	Нера-Антагачан (РМК)	Золото (р)			2,707	0,731	0,009					
VI-1-58	Загадочный (РМС)	Золото (р)			0,004		0,017	0,25*				
VI-1-34	Тополь (РММ)	Золото (р)						0,021*				
VI-1-52	Ала-Чубука (РММ)	Золото (р)			0,118	0,012	0,01					
VI-1-45	Триумф (РП)	Золото (р)						0,05*				
VI-1-51	Соколиный-Прав. Соколиный (РП)	Золото (р)						0,03*				
9.0.5	***Аи Хангаласский золоторудно-россыпной узел***	Золото	332									
		Золото (р)										
VI-1-82	Хангалас, МС*	Золото				4,7*		4,3	2,6			11,6

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				А	$B + C_1$	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
VI-1-74	Нагорное, ММ/о	Золото						1,288*				
VI-1-76	Ключ (П) + VI-I-77, Контрольный (П)	Золото							15,0			
VI-1-85	Ожидание (П)	Золото						1,7	1,0			2,7
VI-1-70	Поворотный, РМС	Золото (р)			0,069		0,027	0,349*	0,061*			
VI-1-81	Двойной-Гранитный, РМС (+ Дук)	Золото (р)			0,016	0,002/0,017*	0,003/0,004*	0,061*	0,084*			
VI-1-78	Ампир с притоками, РММ	Золото (р)			0,003		0,002					
VI-1-83	Лев.Хангалас с притоками, РМС (+террасы)	Золото (р)						0,125*	0,215*			
VI-1-87	Хангалас с прит.Болотный, РП	Золото (р)				0,051*		0,019*				
12 УК(УБ)/$К_1$;P-N Зырянский каменноугольный бассейн												
12.2	***УК(УБ)/$К_1$;P-N Мятисский прогнозируемый каменноугольный район***	Уголь каменный	11 297							477,000*		
		Уголь бурый										
II-2-4,	Чукча-4, П (площадь Чукча)	Уголь каменный							568,0*			
II-2-7	Левобережье р .Эльгандя, П (Эльгандинская площадь)	Уголь бурый							101,00*			
12.3	***УК(УБ)/$К_1$;P-N Зыряно-Силянский каменноугольный район***	Уголь каменный	13 349							1294,000		
		Уголь бу-								2,000*		

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				A	$B + C_1$	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
		рый										
IV-6-17	Надеждинское, МС	Уголь каменный			18,836	23,249						42,085
IV-6-13	Эрозионное, ММ	Уголь каменный		4,282	25,977	3,641		668,00	863,00			1564,9
IV-6-15	Харанга, ММ	Уголь каменный			34,377	3,555		144,00	71,00			252,932
IV-6-18	Буор-Кемюсское, ММ	Уголь каменный		11,705	51,949		5,607	66,00				135,261
IV-6-5	Сибик-2, ММ	Уголь каменный		1,024	2,698			18,00	9,00			30,722
III-6-5	Лев. борт р. Силяп, П (Силяпская площадь)	Уголь каменный							1216,0			
III-5-14	Прав. борт р. Илинь-Юрях, П (Нюлкундинская площадь, Сукач, 1992ф)	Уголь бурый							98,00*			
12.4	***УК(УБ)/К$_1$;Р-N Момский каменноугольный район***	Уголь каменный	3511									
IV-2-10	Быгыттахское, П	Уголь каменный							300,000			
Вне зон и районов												
0.0.2	***УБ/N Джелкано-Бурустахский буроугольный узел угленакопления***	Уголь бурый	698									

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км^2	Запасы				Прогнозные ресурсы Р (МП – минерагенический потенциал, минерагенические ресурсы)				Сумма запасов и ресурсов ($P_1 + P_2$)
				А	$B + C_1$	C_2	забалансовые	P_1	P_2	P_3	МП	
VI-1-39	Тагынья, ММ/н	Уголь бурый							22,00*			
VI-2-40	Финиш, ММ/н	Уголь бурый							217,00*			
0.0.3	***УК/К$_1$ Дарпирский прогнозируемый каменноугольный узел угленакопления***	Уголь каменный	234							28,00*		
VI-4-54	Угольное, П	Уголь каменный							82,00*			

П р и м е ч а н и е . Количество Au, Ag, Sn россыпное, $W(WO_3)$ россыпное – т, Pb, Zn, Cu, $W(WO_3)$ коренной, Sn коренной, Mo, U, Hg, – тыс. т, уголь, гипс, гипсоангидрит – млн т.

* а) запасы, не учтенные ГБЗ; б) прогнозные ресурсы, неапробированные.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы, тыс. т, для Au, Ag, Sn (р), W(р) т, для угля – млн т
Горючие полезные ископаемые	Газ	1	$D_{(персп)}$	51 млрд м^3
	Каменный уголь	4	P_1	896
		7	P_2	3109
		3	P_3	1799
	Бурый уголь	4	P_2	438
		1	P_3	2
Цветные металлы	Медь	1	P_2	173
		4	P_3	5750
	Свинец	1	P_2	58
		5	P_3	799
	Цинк	1	P_2	28
		5	P_3	708
	Молибден	2	P_3	38,35
	Вольфрам коренной (WO_3)	2	P_2	3,27
		1	P_3	0,22
	Вольфрам россыпной (WO_3)	2	P_1	41
		3	P_2	47,4
		1	P_3	20
	Олово коренное	2	P_2	6
		5	P_3	19
	Олово россыпное	1	P_1	80
		2	P_3	270
	Ртуть	1	P_3	0,059
Благородные металлы	Золото рудное	13	P_1	56,201
		13	P_2	202,482
		16	P_3	250,8
	Золото россыпное	64	P_1	10,302
		18	P_2	7,123
		10	P_3	16,373
	Серебро	7	P_3	2430
Радиоактивные элементы	Уран	7	P_2	1,429
		4	P_3	76,33
Неметаллические ископаемые. Прочие ископаемые	Гипс	1	P_1	179,8
		1	P_2	688,0
		1	P_3	526,6

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты-1000/3 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

Номер объекта на КЗПИ	Название	Полезное ископаемое	Ед. изм.	Прогнозные ресурсы		
				P_1	P_2	P_3
8.0.7	Тунгусский (Делянкирский) золоторудно-россыпной узел	Золото рудное	т	1,348	119	+77
9.0.4	Ала-Чубукский золоторудно-россыпной узел	Золото рудное	т	–	–	+7
3.1.1	Агынджинский прогнозируемый меднорудный узел	Медь	тыс. т		173	+4352
		Серебро	т			+218

Список буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований

Номер на карте	Глубина скв., м	Характеристика объекта	Источник литературы, авторский номер скважины
1	1300	Скважина вскрывает: чукчинскую толщу $N_{1\text{-}2}$čk даркылахскую свиту N_1*dk* эльгандинскю свиту P_2*el* илиньтасскую серию J_3*il*	[Соловьёв и др., 2006ф] скв. 272-03
2	1149	Скважина вскрывает: чукчинскую толщу $N_{1\text{-}2}$čk дыркылахскую свиту $P_3\text{-}N_1$*dr* эльгандинскую свиту P_2*el* саканьинскую свиту P_1*sk* аргатасскую свиту J_3*ar*	[Соловьёв и др., 2006ф] скв. 272-01
3	1611	Скважина вскрывает: чукчинскую толщу $N_{1\text{-}2}$čk дыркылахскую свиту $P_3\text{-}N_1$*dr* эльгандинскю свиту P_2*el* саканьинскую свиту P_1*sk* аргатасскую свиту J_3*ar*	[Соловьёв и др., 2006ф] скв. 272-02
4	1066	Скважина вскрывает: аргатасскую свиту J_3*ar*	[Соловьёв и др., 2006ф] скв. 272-05

Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин на карте четвертичных образований

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Источник по списку литературы, авторский номер объекта
I-1	1	Опорное обнажение. Нижний–средний голоцен. Аллювий первой надпойменной террасы (aH^{1-2})	Коротков и др., 1981ф Т.н. 5002
II-4	2	Опорное обнажение. Неоплейстоцен, нижнее–среднее звенья. Аллювий и делювий (adI-II) на левом берегу р. Ожогина	Государственная…, 1989б Без номера
II-5	3	Опорное обнажение. Верхний неоплейстоцен, вторая–четвертая ступени, едомный горизонт, едомная свита	Государственная…, 1989б Без номера
II-4	4	Опорное обнажение на правом берегу р. Ожогина, ниже устья р. Бургалы (Санга). Аллювий второй террасы р. Ожогина, сартанский горизонт	Алешко и др., 1980ф Без номера
II-5	5	Опорное обнажение. Аллювий и лимноаллювий ($a,laII-III_1$) в береговых обрывах р. Ожогина	Государственная..., 1983 Без номера
III-6	6	Опорное обнажение. Аллювий третьей террасы Ожогина, молотковский горизонт, в районе устья р. Силяп	Государственная…, 1986 1000/2 Без номера
IV-2	7	Петротип Балаган-тасского вулканического комплекса III-H	Легенда Яно-Индигирской серии, 2000
VI-2	8	Опорное обнажение в береговом обрыве, по левобережью р. Бурустах. Эоплейстоцен. Аллювий седьмой–девятой надпойменных террас ($a^{7-9}E$)	Зарубин и др., 2004ф Т.н. 1501
VI-1	9	Опорное обнажение. Неоплейстоцен, хетакагчанский горизонт – голоцен, нижняя и верхняя части аллювия высокой поймы и первой надпойменной террасы	Филлипов и др., 1976ф Без номера
VI-1	10	Опорное обнажение. Неоплейстоцен, среднее звено, аллювий четвертой надпойменной террасы a^4II. В уступе на правобережье р. Нера в районе «Нерской трубы»	Зарубин и др., 2004ф Т.н. 715
VI-1	11	Опорное обнажение. Неоплейстоцен, нижнее звено. Аллювий пятой–шестой надпойменных террас a^{5-6} I Береговой обрыв правый берег р. Бурустах	Зарубин и др., 2004ф Т.н. 223
VI-1	12	Скважина. Хангаласская впадина. Неоплейстоцен, хетакагчанский горизонт. Гляциофлювиал $fIII_4$	Зарубин и др., 2004ф Без номера

Список пунктов, для которых получены определения возраста пород и минералов при составлении листа Q-55

Индекс клетки	Авторский номер	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Источник по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с. ш.)	
1 I-5	9-10/М-71	Хоппыт-юряхский габбро-плагиогранитовый плутонический комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	351 ± 3	148°55'	67°38'	Настоящая работа
2 I-6	532-2/Л-74	Хоппыт-юряхский габбро-плагиогранитовый плутонический комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	350.9 ± 3.4	149°19'	67°33'	Настоящая работа
3 III-2	037	Ураса-хаинский риодацитовый вулканический комплекс (купол Ураса-Хая)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	16,05 ± 0,32	145°25,880'	66° 04, 263'	Настоящая работа, т.н. 037
4 III-2	037	Ураса-хаинский риодацитовый вулканический комплекс (купол Ураса-Хая)	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	38,7 ± 0,64; 49,2 ± 0,8 (ядр.); От 151,3 ± 2,1 до 152,0 ± 2,3; 176,2 ± 3,0; 446,3 ± 5,9	145° 25,880'	66° 04, 263'	Настоящая работа, т.н. 037
5 IV-1	200	Колымский гранитовый комплекс (Хаяргастахский м.)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	154,6 ± 0,95	144,133°	65,500°	[Акинин и др., 2007]; А. В. Прокопьев, устн. сообщен.,1 919 г.

Индекс клетки	Авторский номер	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Источник по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с. ш.)	
6 IV-2	1007	Балаган-тасский базальтовый комплекс	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 167,9 ± 1,3 до 2046 ± 13	145° 53,408	65° 57,564'	Настоящая работа, т.н. 1007
7 IV-2	1008	Балаган-тасский базальтовый комплекс	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	285,9 ± 5,0	145° 52,164'	65° 57,690'	Настоящая работа, т.н. 1008
8 IV-2	1009	Балаган-тасский базальтовый комплекс	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	151,0 ± 1,3	145° 49,477'	65° 57,901'	Настоящая работа, т.н. 1009
9 IV-3	1005	Илиньтасская серия. Базальты	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 411,2 ± 3,1 до 440,7 ± 3,6	146° 27,932'	65° 44,808'	Настоящая работа, т.н. 1005
10 IV-3	1006	Правоналучинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	149,4 ± 3,8	146° 17,346'	65° 57,218'	Настоящая работа, т.н. 1006
11 IV-3	1006	Правоналучинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	240,6 ± 5,8; от 283 ± 3 до 338 ± 5; 422 ± 4; от 1856 ± 4 до 1940 ± 14	146° 17,346'	65° 57,218'	Настоящая работа, т.н. 1006
12 IV-4	1003	Правоналучинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	187,5 ± 1,2	147° 37,483'	65° 31,84'	Настоящая работа, т.н. 1003
13 IV-4	1004	Илиньтасская серия. Туфы	Ед. цирконы (пирокластика)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	166,9 ± 1,1	147° 33,978'	65° 31,588'	Настоящая работа, т.н. 1004
14 IV-5	610/1	Булкутский трахит-трахибазальтовый осадочно-вулканогенный комплекс (меденосная толща)	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II	От 1171 ± 46 до 2829 ± 19	148,05441°	65,31315°	Настоящая работа, [Мерзляков и др., 1987ф]

Индекс клетки	Авторский номер	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Источник по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с. ш.)	
15 V-3	007	Не определено (будинированные и смятые в складки вместе с вмещающими породами палеозоя дайки основного или среднего состава)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	165 ± 1,5	146°28,205'	64°54,219'	Настоящая работа, т.н. 007
16 V-3	1022	Колымский гранитовый комплекс (Кыгыл-Хаинский м.)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	153,1 ± 1,1	146° 26,177'	64° 53,63'	Настоящая работа, т.н. 1022
17 V-3	1023-1	Улахан-чистайская группа андезит-риолитовых осадочно-вулканогенных комплексов	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	152,7 ± 1,5	146° 15,687'	64° 53, 134'	Настоящая работа, т.н. 1023
18 V-3	1023-2	Улахан-чистайская группа андезит-риолитовых осадочно-вулканогенных комплексов	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	154,5 ± 1,3	146° 15,687'	64° 53, 134'	Настоящая работа, т.н. 1023
19 V-3	556	Колымский гранитовый комплекс (Гырбыньинский м.)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	148,9 ± 1,6	146° 51,599'	64° 41, 854'	Настоящая работа, т.н. 037
20 V-3	173	Колымский гранитовый комплекс (Чугулукский м.)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	150,6 ± 1,3	146,396°	64,383°	
21 V-4	1001/2	Правоналучинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	153.7 ± 1,2	147° 31,794'	65° 13,924'	Настоящая работа, т.н. 1001/2

Индекс клетки	Авторский номер	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Источник по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с. ш.)	
22 V-4	1002	Улахан-чистайская группа осдочно-вулканогенных комплексов	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	168 ± 1	147° 2,527'	65° 0,871'	Настоящая работа, т.н. 1002
23 V-4	1010	Сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	153,3 ± 1,4	147° 43,789'	64° 59,514'	Настоящая работа, т.н. 1010
24 V-4	1011	Сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	150,9 ± 1,6	147° 44,236'	64° 58,921'	Настоящая работа, т.н. 1010
25 V-4	1012-1	Правоналучинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	155 ± 1,5	147° 42,770	65° 1,669'	Настоящая работа, т.н. 1011
26 V-4	1012-2	Правоналучинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	154,4 ± 1,4	147° 42,770'	65° 1,669'	Настоящая работа, т.н. 1011
27 V-4	1013	Сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	155,1 ± 1,3	147° 36,107'	64° 52,739'	Настоящая работа, т.н. 1013
28 V-4	1015	Хара-улахский гранит-порфир – сиенит-порфировый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	153,0 ± 1,0	147° 47,478'	64° 56,10'	Настоящая работа, т.н. 1015
29 V-4	1016	Хара-улахский гранит-порфир – сиенит-порфировый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	156 ± 1	147° 49,923'	64° 49,313'	Настоящая работа, т.н. 1016

Индекс клетки	Авторский номер	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Источник по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с. ш.)	
30 V-4	1017	Хара-улахский гранит-порфир - сиенит-порфировый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	154,8 ± 1	147° 50,88'	64° 49,128'	Настоящая работа, т.н. 1017
31 V-4	1019	Хара-улахский гранит-порфир - сиенит-порфировый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	155,43 ± 0,9	147° 49,259'	64° 50,614'	Настоящая работа, т.н. 1019
32 V-4	144	Сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс (Право-хараулахский м.)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	154,3 ± 1,0	147,509°	64,842°	[Акинин и др., 2007]
33 V-4	1020	Сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс (Сугунский м.)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	154,0 ± 1,2	147° 55,358'	64° 41,492'	Настоящая работа, т.н. 1020
34 V-4	1021	Сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	153,2 ± 2,1	147° 55,194'	64° 41,708'	Настоящая работа, т.н. 1021
35 V-4	1021	Сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 259,7 ± 4,3 до 264,2 ± 4,5; 361,5 ± 5.5; 675,0 ± 11; От 834,0 ± 11 до 851,0 ± 13	147° 26,177'	64° 41,708'	Настоящая работа, т.н. 1021

Индекс клетки	Авторский номер	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Источник по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с. ш.)	
36 V-4	032	Правоналучинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	153,6 ± 4,3	147° 51,399'	65° 06, 042'	Настоящая работа, т.н. 032
37 V-4	032	Правоналучинский габбродолеритовый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 1160 ± 9,8 до 1293 ± 12; 1777 ± 22; 1907 ± 24	147° 51,399'	65° 06, 042'	Настоящая работа, т.н. 032
38 V-5	Р16-8-1	Сугунский диорит-гранодиоритовый плутонический комплекс (Безымянный м.)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	153,92 ± 0,75	148,44793°	64,84758°	Настоящая работа, т.н. Р16-8-1
39 V-6	Р16-28-1	Рассошинский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс (Рассошинский м.)	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	163,0 ± 1,4	149,05865°	65,13940°	Настоящая работа, т.н. Р16-28-1
40 VI-5	1074	Омулевский тешенит-трахидолерит-лампрофировый гипабиссальный комплекс	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	53 ± 0,5	148,24220°	64,11350°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф.]
41 VI-5	2056-5	Метариолиты (порфироиды) субвулканические в тромбонской толще	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	952,3 ± 9,0	148,70075°	64,26241°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф.]
42 VI-5	2057/6	Метариолиты (порфироиды) субвулканические в тромбонской толще	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	968,0 ± 8,8	148,71421°	64,26153°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф.]

Индекс клетки	Авторский номер	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Источник по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с. ш.)	
43 VI-5	2057/8	Метариолиты (порфироиды) субвулканические в тромбонской толще	Ед. цирконы	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	960,9 ± 8,5	148,71421°	64,26153°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф.]
44 VI-5	2055/1	Тромбонская толща	Ед. цирконы (регионально метаморфи-зованные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	541.2 ± 3,9 – 542.7 ± 4,2	Н.д.	Н.д.	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф]
45 VI-5	2055/1	Тромбонская толща	Ед. цирконы (контактово метаморфи-зованные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 948,1 ± 8,2 до 967,7 ± 6,4	Н.д.	Н.д.	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф]
46 VI-5	2055/1	Тромбонская толща	Ед. цирконы (детрит)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 1019,2 ± 5,6 до 2748 ± 12	Н.д.	Н.д.	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф]
47 VI-5	2059/1	Тромбонская толща	Ед. цирконы (регионально метаморфи-зованные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 629,7 ± 2,3 до 854,4 ± 9	148,72004°	64,25775°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф]
48 VI-5	2059/1	Тромбонская толща	Ед. цирконы (детрит)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 1084,2 ± 6 до 1659 ± 11	148,72004°	64,25775°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф]
49 VI-5	2059/1	Тромбонская толща (метаморфизованная)	Вал, амфибол, пироксен (ре-гиональный метаморфизм)	Рубидий-стронциевый изохронный	509 ± 43	148,72004°	64,25775°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф]

Индекс клетки	Авторский номер	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Источник по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с. ш.)	
50 VI-5	2066-4	Тромбонская толща	Ед. цирконы (детрит)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 1246 ± 14 до 2986 ± 28	148,65178°	64,26944°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф]
51 VI-5	1043/1	Ивашкинская толща	Ед. цирконы (детрит)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 942,5 ± 4,1 до 1950 ± 17	148,70075°	64,26153°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф]
52 VI-5	9017	Ивашкинская толща	Ед. цирконы (детрит)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 1077,7 ± 9,7 до 2776 ± 20	148,70075°	64,26153°	Настоящая работа, [Шпикерман и др., 1991ф]
53 V-5	610	Булкутская свита середченская толща объединенные (меденосная толща)	Ед. цирконы (захваченные)	Уран-свинцовый (SHRIMP-II)	От 1140,2 ± 8,1 до 2851 ± 16	148,04861°	64,31083°	Настоящая работа, [Мерзляков и др., 1987ф; Шпикерман и др., 1991ф]

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов, показанных на карте четвертичных образований

Номер клетки	Номер на карте	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, тыс. лет	Географическая привязка		Источник по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в.д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с.ш.)	
III-6	1	Аллювий III надпойменной террасы	Древесина	^{14}C	36,4 ± 0,4	Н.д.	Н.д	Государственная … , 1986 (ГИН-2087)
III-6	2	Аллювий III надпойменной террасы	Древесина	^{14}C	44,7 ± 1,0	Н.д	Н.д	Государственная … , 1986 (ГИН-2088)]
VI-1	3	Аллювий пойменной террасы верхнего голоцена	Древесина	^{14}C	1,16 ± 0,03	Н.д	Н.д	Зарубин и др., 2004ф (МАГ-1164)
VI-1	4	Аллювий I и II надпойменных террас	Древесина	^{14}C	11,235 ± 0,1	Н.д	Н.д	Зарубин и др., 2004ф (МАГ-1013)
VI-1	5	Аллювий кубалахского и хетакагчанского горизонтов	Древесина	^{14}C	34,79 ± 2	Н.д	Н.д	Зарубин и др., 2004ф (МАГ-1163)
VI-1	6	Аллювий III надпойменной террасы	Древесина	^{14}C	45,6	Н.д	Н.д	Зарубин и др., 2004ф (МАГ-1017)

Примечание. Н. д – нет данных.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. Ю. А. Маланин, В. И. Шпикерман 3

Стратиграфия 14

Рифейская эонотема 15

Среднерифейская эратема. *Ю. А. Маланин, В. И. Шпикерман* 15

Верхнерифейская эратема. *Ю. А. Маланин* 17

Фанерозойская эонотема 20

Палеозойская эратема 20

Кембрийская система. *Ю. А. Маланин* 20

Средний–верхний отделы 20

Верхний отдел 22

Кембрийская система, верхний отдел – ордовикская система, нижний–средний отделы. *Ю. А. Маланин* 23

Ордовикская система 25

Нижний отдел. *Ю. А. Маланин* 26

Нижний–средний отделы. *Ю. А. Маланин, В. И. Шпикерман* 28

Средний отдел. *Ю. А. Маланин* 33

Средний–верхний отделы. *Ю. А. Маланин* 38

Верхний отдел. *Ю. А. Маланин* 42

Силурийская система. *Ю. А. Маланин* 50

Нижняя подсистема, лландоверийский отдел 51

Нижняя подсистема, лландоверийский–венлокский отделы 54

Нижняя–верхняя подсистемы 56

Верхняя подсистема, лудловский и пржидольский отделы 57

Девонская система 61

Нижний отдел. *Ю. А. Маланин, В. И. Шпикерман* 61
Нижний–средний отделы. *Ю. А. Маланин* 69
Средний отдел. *Ю. А. Маланин* 74
Средний–верхний отделы. *Ю. А. Маланин* 74
Девонская система, верхний отдел – каменноугольная система, нижний отдел. *Ю. А. Маланин* 79
Каменноугольная система 83
Нижний отдел. *Ю. А. Маланин* 84
Нижний–средний отделы. *Р. В. Кутыгин, Ю. А. Маланин* 85
Средний–верхний отделы. *Ю. А. Маланин, Р. В. Кутыгин* 89
Каменноугольная система, средний отдел – пермская система, приуральский отдел. *Р. В. Кутыгин* 91
Пермская система 92
Приуральский отдел. *Р. В. Кутыгин* 92
Приуральский–биармийский отделы. *Ю. А. Маланин* 96
Биармийский–татарский отделы. *Р. В. Кутыгин* 97
Татарский отдел. *Ю. А. Маланин* 100
Мезозойская эратема 101
Триасовая система. *Ю. А. Маланин* 101
Нижний отдел 101
Нижний–средний отделы 102
Средний отдел 104
Средний–верхний отделы 106
Верхний отдел 109
Юрская система 118
Нижний отдел. *Ю. А. Маланин* 118
Нижний–средний отделы. *Ю. А. Маланин* 121
Средний отдел. *Ю. А. Маланин* 124
Средний–верхний отделы. *В. Г. Данилов, В. И. Шпикерман, Ю. А. Маланин* 128
Верхний отдел. *Ю. А. Маланин, В. И. Шпикерман* 138
Юрская система, верхний отдел – меловая система, нижний отдел. *Ю. А. Маланин, В. Г. Данилов* 151

Меловая система 151
Нижний отдел. *Ю. А. Маланин, В. И. Шпикерман* 152
Верхний отдел. *Ю. А. Маланин* 161
Кайнозойская эратема 164
Палеогеновая система. *Е. Н. Тутасова* 164
Палеоцен 164
Эоцен 167
Олигоцен 168
Палеогеновая система, олигоцен – неогеновая система, миоцен. *Е. Н. Тутасова* 170
Неогеновая система. *Е. Н. Тутасова* 171
Миоцен 171
Миоцен–плиоцен 174
Плиоцен 177
Неогеновая–четвертичная системы. *Е. Н. Тутасова, Л. Е. Пестова, В. И. Шпикерман* 177
Четвертичная система. *О. Н. Карнаухов, Л. Е. Пестова* 181
Эоплейстоцен 182
Неоплейстоцен 183
Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен, нижняя и средняя части ... 196
Неоплейстоцен, верхнее звено, четвертая ступень – голоцен 197
Неоплейстоцен, верхнее звено – голоцен 198
Голоцен 202
Магматизм 207
Рифейские интрузивные образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов* 209
Ордовикские вулканические образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов* 215
Силурийские интрузивные образования. *О. Ю. Лебедева, С. Н. Сычев, В. И. Шпикерман* 217
Девонские магматические образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов, В. И. Шпикерман* 221
Раннекаменноугольные интрузивные образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов* 225

Каменноугольно-пермские интрузивные образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов* 228

Пермские интрузивные образования. *В. И. Шпикерман, Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов* 230

Среднеюрские магматические образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов* 235

Средне-позднеюрские магматические образования. *В. И. Шпикерман* 236

Позднеюрские магматические образования. *В. И. Шпикерман* 245

Раннемеловые магматические образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов, В. И. Шпикерман* 269

Позднемеловые магматические образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов* 277

Палеогеновые магматические образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов* 288

Неогеновые вулканические образования. *Ю. А. Маланин* 290

Четвертичные вулканические образования. *Ю. А. Маланин, А. В. Корнилов* 292

Метаморфические и метасоматические образования. *Ю. А. Маланин* 293

Тектоника и глубинное строение. *В. И. Шпикерман* 318

История геологического развития. *В. И. Шпикерман* 353

Геоморфология. *О. Н. Карнаухов, Л. Е. Пестова* 376

Полезные ископаемые. *Г. С. Громов, Ю. А. Маланин, В. И. Шпикерман* 386

Горючие ископаемые 386

Металлические ископаемые 396

Неметаллические ископаемые 439

Подземные воды 450

Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив территории. *Г. С. Громов, Ю. А. Маланин, В. И. Шпикерман* 452

Гидрогеология. *Н. Г. Шепелев, Ю. А. Маланин* 482

Эколого-геологическая обстановка. *Г. С. Громов, Ю. А. Маланин* 496

Заключение. *Ю. А. Маланин, В. И. Шпикерман* 502

Список литературы 506

Приложение 1. Список объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на листе Q-55 Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 545

Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений 582

Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых 598

Приложение 4. Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Q-55 Госгеолкарты-1000/3 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозых ресурсов 599

Приложение 5. Список буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований 600

Приложение 6. Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений, буровых скважин показанных на карте четвертичных образований 601

Приложение 7. Список пунктов, для которых получены определения возраста пород и минералов при составлении листа Q-55 602

Приложение 8. Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов показанных на карте четвертичных образований 610

Научное издание

Маланин Юрий Александрович,
Громов Гавриил Семенович,
Шпикерман Владимир Иосифович
и др.

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Верхояно-Колымская

Лист Q-55 – р. Мома

Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*
Корректор *А. С. Смирнова*
Технический редактор *О. Е. Степурко*
Компьютерная верстка *А. С. Смирнова*

Подписано в печать 23.12.2022. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 38,5. Уч.-изд. л. 54,45.
Тираж 100 экз. Заказ 42014100

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-00193-251-2

9 785001 932512