

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**масштаба 1 : 1 000 000**

**Третье поколение**

***Серия Верхояно-Колымская***

**Лист R-54 – Депутатский**

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГ**

**2022**

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»)

Московский филиал федерального государственного бюджетного учреждения  
«Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»  
(МФ ВСЕГЕИ)

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

*Серия Верхояно-Колымская*

Лист R-54 – Депутатский

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург  
Издательство ВСЕГЕИ • 2022

УДК 55(084.3М1000):528.946(571.56)

ББК 26

Г41

#### Авторы

*М. В. Герцева, Т. П. Борисова, М. А. Калинин, И. А. Котов,  
И. В. Сысоев, Е. Д. Котова, И. В. Абрамов, Л. Е. Голота*

#### Научные редакторы

канд. геол.-минерал. наук *А. Ю. Егоров; Г. В. Шнейдер*

#### Рецензенты

д-р геол.-минерал. наук *В. И. Шпикерман,*  
кандидаты геол.-минерал. наук *Л. Р. Семенова, О. Л. Коссовая, Б. А. Трифонов*

#### **Герцева М. В., Борисова Т. П., Калинин М. А. и др.**

Г41 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000. Третье поколение. Серия Верхояно-Колымская. Лист R-54 – Депутатский. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» (МФ «ВСЕГЕИ»). – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. – 612 с.+9 вкл. – ISBN 978-5-00193-494-3 (объясн. зап.). – ISBN 978-5-00193-495-0.

В объяснительной записке обобщены материалы по изученности территории, выполнена современная оценка прогнозных ресурсов восточной части Верхоянской складчатой системы и даны рекомендации по проведению последующих работ.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией России.

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

Табл. 18, ил. 121, список лит. 326 назв., прил. 9.

Список комплекта карт: геологическая карта дочетвертичных образований; карта полезных ископаемых; карта четвертичных образований; карта закономерностей и прогноза полезных ископаемых; литологическая карта поверхности дна акватории.

**УДК 55(084.3М1000):528.946(571.56)**

**ББК 26**

Рекомендовано к печати  
НПС Роснедра 13 апреля 2022 г.

© Роснедра, 2022  
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022  
© МФ «ВСЕГЕИ», 2022  
© Коллектив авторов, 2022  
© Издательство ВСЕГЕИ, 2022

**ISBN 978-5-00193-494-3 (объясн. зап.)**  
**ISBN 978-5-00193-495-0**

---

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа R-54 в административном отношении расположена в Дальневосточном ФО (Республика Саха (Якутия)), относится к районам Крайнего Севера. Лист ограничен координатами  $138^{\circ}00' - 142^{\circ}00'$  в. д. и  $68^{\circ}00' - 72^{\circ}00'$  с. ш. Площадь листа 102,2 тыс. км<sup>2</sup>, акватория (Селляхская губа, выходящая в море Лаптевых) – 3,2 тыс. км<sup>2</sup>.

Географические особенности территории листа R-54 определяются ее положением в высоких широтах. Северная часть территории входит в обширную Яно-Индибирскую низменность. Это аккумулятивная равнина (высоты 10–25 м) с широко развитой сетью термокарстовых озер, пространства между которыми заняты болотами, с многочисленными останцовыми холмами (40–60 м). На фоне низменной равнины выделяются останцы, сложенные дочетвертичными образованиями (горы Муксунуоха-Тас – 382 м, Чурпунья – 244 м, Хамняня – 193 м, Зимовье – 102 м, Ытарча-Босхото – 82 м). Яно-Индибирская низменность характеризуется плохой проходимостью и плохой обнаженностью (рис. 1).

Южную часть территории, составляющую более половины листа, занимают разноразно ориентированные горные хребты и массивы. Наиболее высокими являются расположенные на юге хр. Хадаранья с максимальной высотой 2079 м и относительными превышениями до 1500 м и Томмотский массив с максимальной высотой 1882 м. На западе территории расположены хребты северо-западного направления: Селенняхский, Иргичинский, Нэмкучэнский, Кюн-Тас, Эстеринтях-Тас с максимальными отметками до 1500 м. В центральной части субширотно простирается Полоусный кряж с максимальной высотой 944 м. Хребет Кюн-Тас и Полоусный кряж отделяют водосборные бассейны Яно-Индибирской низменности от бассейна р. Индибирка. Горные массивы характеризуются резко расчлененным рельефом с гребневидными вершинами и крутыми осыпными и обвально-осыпными склонами. Эта часть рассматриваемой площади характеризуется плохой проходимостью и хорошей обнаженностью.

Хребты Хадаранья и Буркат отделены от Томмотского массива и Иргичинского и Селенняхского хребтов Момо-Селенняхской впадиной (высоты 250–400 м).

Юго-восточный угол территории занимает Абыйская низменность (высоты 50–100 м). Абыйская низменность представляет собой аккумулятивную равнину с аласными котловинами и возвышающимися над ними останцовыми холмами. В ее пределах плохая проходимость и плохая обнаженность.

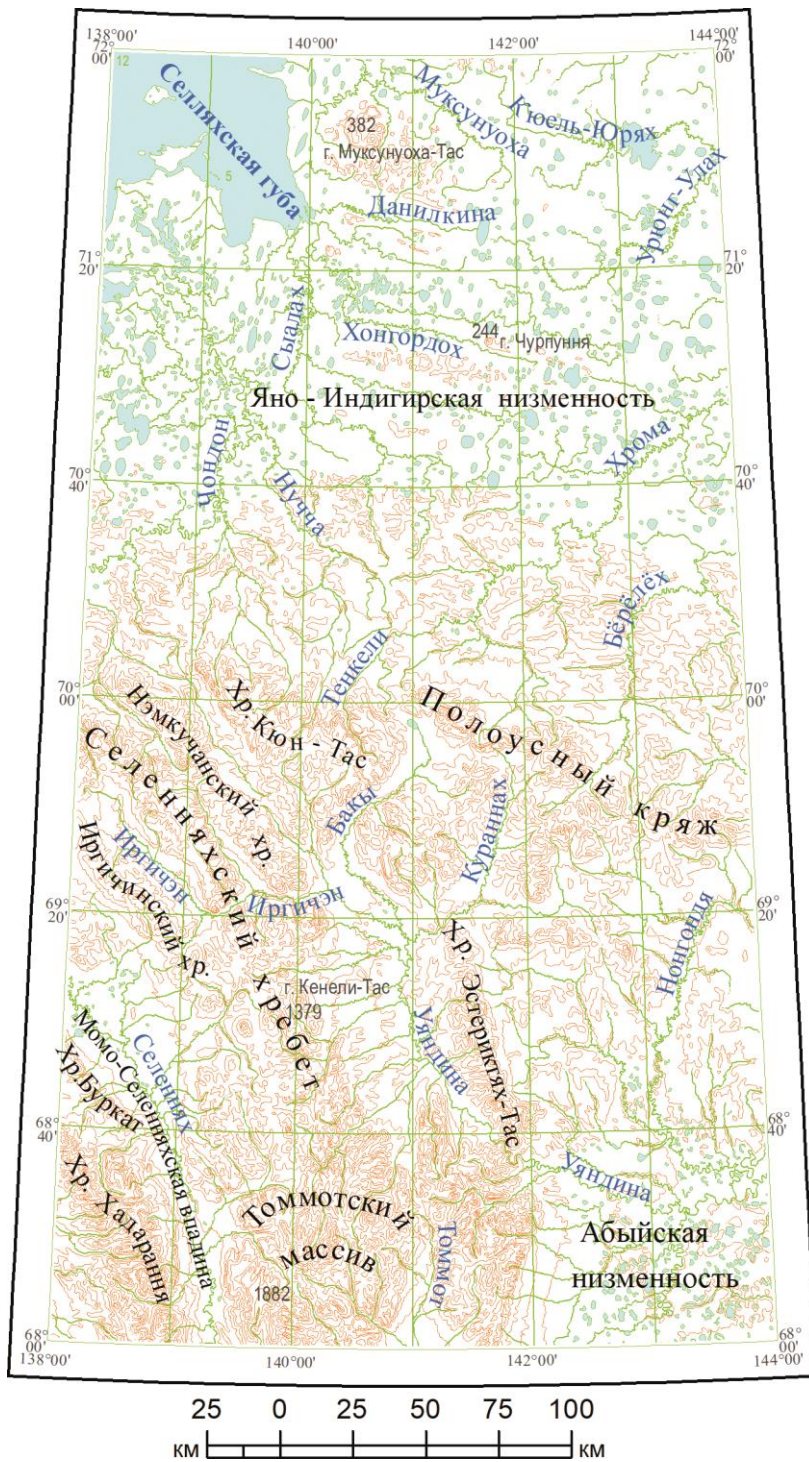


Рис. 1. Орогидрографическая схема листа R-54.

Из рек наиболее крупной является р. Уяндина, вместе с истоком – р. Ирги-чян – пересекающая лист с запада на восток и принадлежащая к бассейну р. Индигирка. К бассейну Индигирки относятся также реки Селеннях, Хатынгнах и Бёрёлёх. Реки Чондон, Сыалах, Хрома, Кюель-Юрях, Муксунуоха принадлежат непосредственно к бассейну Северного Ледовитого океана и характеризуются разветвленной сетью притоков. В горной части все реки характеризуются быстрым течением и многочисленными перекатами, глубина их в среднем на плесах 2–2,5 м, на перекатах не превышает 0,5 м. В пределах низменностей реки имеют широкие заболоченные долины, сильно меандрирующие русла и спокойные течения. Реки характеризуются высоким, неравномерным весенне-летним половодьем, летне-осенними паводками, иногда превышающими половодье. Они богаты ценными промысловыми породами рыб, преимущественно сиговых. Это – ряпушка, омуль, муксун, чир, пелядь, а также нельма, таймень, ленок, хариус, щука, налим, окунь, чебак, тугун. Все реки несудоходны. Крупные реки пригодны для сплава на моторных лодках.

Акватория Янского залива и Селляхской губы мелководная, рельеф дна выровненный, сглаженный, максимальная глубина – 12 м у северной рамки листа. Большую часть года акватория покрыта льдами. В зимнее время температура воды не превышает 1,8 °С.

Вся территория расположена севернее полярного круга, в субарктическом климатическом поясе, в области сплошной многолетней мерзлоты. Климат Яно-Индигирской низменности и горных областей суровый. Зима в низменности начинается в конце сентября и заканчивается в середине мая. Сильных морозов здесь не бывает. Минимальная температура редко доходит до –50 °С, а средняя январская колеблется от –30 до –38 °С. Дуют сильные ветры (среднемесячная скорость 6–8 м/с, максимальная 25–30 м/с), часты метели. Снежный покров сохраняется 255–265 дней. Начало весны приходится на вторую половину мая, однако интенсивное таяние снегов происходит только лишь в начале июня. Среднемесячная температура января приближается к –45 °С. Лето холодное, пасмурное. Среднемесячная температура июля +11 +12 °С. В июле случаются заморозки до –4°С. Глубина летнего оттаивания мёрзлых пород не превышает 50 см. Основная масса осадков в летние месяцы – до 250 мм. В межгорных понижениях и речных долинах горной части наблюдаются температурные инверсии.

Растительность района относится к зонам тундры, горной тундры, лесотундры, северо-таежных и горных лиственничных редколесий. Повсеместно по речным долинам развиты заросли карликовой березки и тальника.

Территория листа находится на площади четырех улусов (районов): Усть-Янского, Аллаиховского, Абыйского и Верхоянского. Основным населенным пунктом на территории листа является пос. Депутатский – административный центр Усть-Янского улуса. В поселке имеется аэропорт, который принимает воздушные суда Ан-26, Ан-24, Ан-3 и Ми-8. Покрытие взлетно-посадочной полосы грунтово-е. До поселка летает рейсовый самолет из Якутска. Внутри-улусные авиаперевозки выполняются на вертолетах Ми-8 авиакомпанией «Полярные авиалинии». Пос. Депутатский соединен автотрассой местного значения с пос. Усть-Куйга, расположенным на берегу Яны и имеющим действующий речной порт.

Другие обустроенные дороги на территории отсутствуют. Передвижение летом возможно по трассам автозимников и по долинам рек гусеничным транспортом, зимой существуют постоянные автозимники по р. Яна.

Ближайший поселок, в котором базируются вертолетные отряды авиакомпании «Полярные авиалинии», – Батагай, расположенный на р. Яна в Верхоянском улусе.

Агропромышленное производство улуса в основном представлено традиционными отраслями Севера: оленеводством, рыболовством и охотничьим промыслом. На территории листа расположены сельские поселения (национальные наслеги) Юкагир – на побережье Селляхской губы, Тумат – на р. Чондон, Сайылык – на р. Селеннях, Уянди – на р. Уяндина (все четыре в Усть-Янском улусе), Сыганнах – на правобережье Уяндины (в Абыйском улусе).

Первые краткие сведения о геологическом строении были получены в 1930-е годы по результатам рекогносцировочных маршрутов масштаба 1 : 1 000 000 (И. П. Атласов, 1934 г.; В. И. Рыцк, 1939 г.; К. К. Демюкидов, А. С. Пешехонов и А. А. Волосатов, 1940–1945 гг.). В конце 1940-х годов начали осуществляться планомерные геологосъемочные и поисковые работы масштабов 1 : 500 000–1 : 100 000 Нижнеиндигирским районным геологическим управлением «Дальстрой». В результате этих работ уточнялось геологическое строение территории и были открыты месторождения и рудопроявления олова, вольфрама, золота, в том числе олово-вольфрамовое месторождение Полярное (М. П. Ипатов, 1945 г.), оловянное месторождение Депутатское (Д. И. Кац и Г. И. Колмаков, 1947 г.), вольфрамово-оловянная россыпь руч. Омчикандя (М. П. Ипатов, 1946 г.), золотая россыпь в долине р. Хатыннах-Сала (М. В. Гусаров, 1946 г.). Выявлены перспективы оловоносности горы Одинокая и горы Чурпунья (ныне одноименные месторождения).

В 1950–1960-е годы на наиболее перспективных участках проводились исследования в масштабах 1 : 50 000 и 1 : 100 000 (И. П. Шлыков, В. С. Кондратьев, Л. А. Павлюченко, А. А. Замараев, Э. А. Ефременко, В. К. Покровский, Г. М. Назаров, Е. В. Стригачев, Г. М. Шапиро и др.). Выявлен целый ряд месторождений, в том числе месторождения олова и вольфрама Дяхтардахское (Е. М. Шестеренкин, 1955 г.), россыпи касситерита руч. Тенкели (В. К. Покровский, 1956 г.).

С 1959 г. начались стратиграфические исследования территории (В. Н. Черемисина, Ю. И. Буров, 1959 г.; А. А. Арсеньев, Х. С. Розман, М. Н. Чулаева, 1961 г.; В. Л. Басов, Ю. А. Архипов, 1964, 1965 гг. и др.), в результате которых были выработаны региональные стратиграфические схемы. В этот период были опубликованы работы Л. А. и Б. А. Снятковых (1958 г.), В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958 г.), И. Я. Некрасова (1961, 1962 гг.), где был обобщен большой материал по тектонике, магматизму и металлогении Полоусного кряжа.

К началу 1960-х годов на Депутатском месторождении было разведано большинство из известных рудных тел и по своим параметрам оно определилось как весьма крупное. Первый подсчет запасов рудного олова категорий В+С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> с утверждением в ГКЗ был произведен по состоянию на 1.06.1967 г. (В. И. Никитин, И. П. Иванов, Янская ГРЭ).

В 1962 г. составлен лист R-54,55 Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 (О. Г. Эпов, Г. С. Сонин, Л. Е. Леонов), где обобщены данные по стратиграфии, магматизму и полезным ископаемым.

Для обеспечения прииска Депутатского (впоследствии Депутатского ГОКа) в Уядинской впадине проводились поиски топливной базы и строительных материалов (А. В. Суркин, 1962 г.), в результате которых в 1964 г. было открыто Уядинское бурогольное месторождение и проведены разведочные работы на нем (П. А. Шульгин, И. Н. Бучнев, 1964 г.).

С 1963 по 1993 год проводились среднемасштабные геологосъемочные работы, по результатам которых более чем на 70 % территории были подготовлены и изданы листы Государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000: R-54-XIII,XIV (Г. В. Труфанов, 1978 г.), R-54-XIX,XX (А. Н. Вишневский, 1979 г.), R-54-XV,XVI (А. М. Узюнкоян, 1980 г.), R-54-XVII, XVIII (В. Н. Смирнов, 1979 г.), R-54-XXI,XXII (Л. А. Мусалитин, 1979 г.), R-54-XXIII,XXIV (В. В. Бояршинов, 1980 г.), R-54-XXIX,XXX (А. И. Самусин, 1979 г.), R-54-XXV,XXVI (В. Г. Эпов, 1978 г.), R-54-XXVII,XXVIII (А. В. Дорофеев, 1984 г.), R-54-XXXI,XXXII (Л. К. Дубовиков, Р. А. Самсоненко, 1985 г.), R-54-XXXIII,XXXIV (Г. А. Гребенников, И. П. Шлыков, 1963 г.). Несколько позднее (в 1994 г.) был защищен лист R-54-XXXV,XXXVI (А. Д. Коротков, И. А. Фатхуллин, 1994 г.). Подготовку к изданию вели в основном геологи Якутского геологического управления и «СЕВМОРГЕО».

В пределах полей распространения кайнозойских отложений коллективами Янской ГРЭ, ПГО «Якутскгеология» и ПГО «Аэрогеология» на площади листов R-54-I,VII,VIII (А. Д. Коротков и др., 1984), R-54-II-IV (А. М. Узюнкоян и др., 1979), R-54-V,VI,XI,XII (Д. К. Башлаев и др., 1983) проведено аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 200 000.

Одновременно с геологосъемочными работами масштаба 1 : 200 000 (Госгеолкарты-200/1) на территории листа R-54 проводились также геологосъемочные и поисковые работы масштаба 1 : 50 000 силами Янской и Ленской геологоразведочных экспедиций (А. М. Узюнкоян, И. А. Кузнецов, А. А. Замараев, Г. И. Михеев, Л. Г. Демин, А. Н. Вишневский, Е. М. Шестеренкин, Г. Г. Соловьев и др.).

Геологосъемочные и поисковые работы масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 привели к открытию ряда коренных и россыпных месторождений, а также проявлений различных видов минерального сырья.

В 1985–1989 гг. Б. А. Эповой и др. (Янская ГРЭ) на территории листа и сопредельных площадях была составлена карта полезных ископаемых масштаба 1 : 500 000 с кадастром, являющаяся на тот момент времени наиболее полной сводкой баз данных по полезному ископаемому.

В 1988 г. геологами ПГО «Аэрогеология» закончены работы по КФГК масштаба 1 : 500 000, включающие всю территорию листа (Б. Н. Аулов и др.). Все эти материалы вошли в подготовленную в 1989 г. и изданную в 1993 г. Государственную геологическую карту масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия) листа R-53-(55) – Депутатский.

С конца 1980-х годов силами разных организаций геолого-минералогическое картирование масштаба 1 : 200 000 проведено в пределах листов R-54-XXXI,XXXII,XXXIII (С. И. Бобров, Г. М. Любцова, 1987 г.), в Чоккур-



дахско-Ляховской оловоносной зоне (В. К. Дорофеев, М. Г. Благовещенский, 1990 г.), на Уяндино-Селенняхском междуречье (Р. И. Вишневская, В. Н. Костюк, 1997 г.) и на территории листов R-54-XXVII, XXVIII, XXXIII, XXXIV (Б. Н. Аулов, М. Н. Поташова, 2006 г.).

С 1989 г. ИГН ЯНЦ СО РАН, ГГП «Ленское» и ЯПСЭ проводят тематические работы по стратиграфии юрских (А. В. Нестеренко, 1992 г.), силурийских и девонских (Т. С. Альховик, В. В. Баранов, 1996 г.) образований. В. Н. Авдеевой и В. П. Тарабукиным (1991 г.) предложена новая схема расчленения ордовикских отложений по конодонтам и подтверждена правомочность применения брахиоподовой схемы М. М. Орадовской для Селенняхского кряжа. Были получены новые данные о составе, возрасте толщ кайнозойских отложений, выполняющих Уяндинскую впадину, что позволило расчленить палеогеновые и неогеновые образования на свиты (Л. И. Сметанникова, 1989–1992 гг.).

В 1994–1999 гг. специализированные тематические работы по стратиграфии, магматизму, геодинамике и металлогении проведены в работах И. А. Фатхуллина, 1994 г.; В. А. Трунилиной, 1996 г.; В. С. Оксмана, 1999 г.; В. В. Бояршинова, 1999 г.

После издания Госгеолкарты-1000 (новая серия) В 1990–2003 гг. подготовлены новые серийные легенды Госгеолкарты РФ: Верхоянской серии листов масштаба 1 : 200 000 (В. С. Гриненко, Ю. С. Орлов), Яно-Индибирской серии листов масштаба 1 : 200 000 (В. Г. Иванов, А. Н. Вишневский, Л. И. Сметанникова), Верхояно-Колымской серии листов масштаба 1 : 1 000 000 [Легенда Верхояно-Колымской серии, 2003].

В 2000-х годах силами ФГУНПП «Аэрогеология», ГУГГП «Ленское» и МФ «ВСЕГЕИ» производилось геологическое доизучение площадей масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200) на 14 листах, из которых два изданы в 2015 г. (R-54-XXVII, XXVIII и R-54-XXXI, XXXII). В 2002 г. подготовлен информационный отчет ГДП-200 листов R-54-XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXXIII, XXXIV (Т. П. Пышко, Л. И. Сметанникова, Е. В. Афанасьева и др.). В 2013 г. подготовлен к изданию лист R-54-XXXIII, XXXIV (Ю. Н. Петров, В. С. Шульгина и др.) и в 2020 г. издана, в 2019 г. подготовлен к изданию и прошел апробацию в НРС МПР лист R-54-XXIII, XXIV (В. Г. Данилов, Е. В. Афанасьева и др.) Лист R-54-XXIX, XXX также подготовлен к изданию и прошел апробацию в НРС МПР (В. Г. Данилов, Е. В. Афанасьева и др.).

Геофизические исследования разными методами и с разной степенью детальности охватили всю рассматриваемую площадь. В 1960-х годах территория листа R-54 была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000 и гравиметрической съемкой масштаба 1 : 1 000 000. После издания ГК-1000 новой серии с 2011 по 2013 год ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» проводились геофизические работы по объекту «Комплексная аэрогеофизическая (аэромагнитная, аэрогравиметрическая) съемка масштаба 1 : 200 000 Северо-Восточной площади» (авторы Н. М. Тарарухина, А. К. Миледин, В. А. Буш и др.). Целевым назначением данной работы являлось создание опережающих геофизических основ масштаба 1 : 1 000 000 для обеспечения работ по составлению Госгеолкарты-1000/3.

Геохимическая изученность территории неравноценна. В процессе геологических съемок первого поколения масштаба 1 : 200 000 и геолого-минера-

генического картирования геохимические исследования ограничивались неравномерным отбором металлометрических проб из потенциальных рудных зон и выборочным опробованием донных осадков.

Наиболее качественные материалы по площадной геохимии существуют для ряда южных площадей территории (листы R-54-XXIII, XXIV, XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXIX, XXX, XXXI, XXXII, XXXIII, XXXIV), где изданы или готовятся к изданию карты второго поколения масштаба 1 : 200 000. Кроме того, традиционно на перспективных оловорудных и золоторудных площадях проведены геохимические съемки различных масштабов. При постановке поисковых и поисково-оценочных работ ставились площадные геохимические исследования по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 2000–1 : 10 000. В 1984–1987 гг. В. А. Шунигиной и др. проведены общие геохимические поиски масштаба 1 : 200 000 оловорудных месторождений в Яно-Депутатском районе. В 1990–1993 гг. В. В. Бояршиновым и др. проведены опережающие геолого-геохимические работы масштаба 1 : 200 000 в Уяндино-Берелехском междуречье.

Площадь листа R-54 вошла в составленную в 1986 г. дежурную карту геохимических аномалий масштаба 1 : 1 000 000 территории ЯАССР (авторы Ж. К. Лукьянова, Л. Р. Макарова).

---

## СТРАТИГРАФИЯ

В пределах рассматриваемой территории развиты ордовикские, силурийские, девонские, каменноугольные, пермские, триасовые, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования. Палеозойские образования представлены мощными морскими терригенно-карбонатными отложениями, в составе юрских образований присутствуют вулканиты, меловые образования представлены вулканитами. Комплекс континентальных терригенных образований кайнозоя маломощный и играет подчиненную роль. Палеозойские и мезозойские толщи дислоцированы, кайнозойские толщи дислокациями не затронуты. По сочетанию геологических подразделений определенного состава, структуры, генезиса и возраста проведено структурно-формационное районирование на ордовикский, силурийский, раннедевонский, среднедевонско-пермский, триасовый, ранне-среднеюрский, позднеюрско-раннемеловой (низы берриаса), раннемеловые валанжин-барремский, баррем-аптский, альбский и палеоген-неогеновый срезы. Стратотипы геологических подразделений приведены в БД, ETALON.

На шельфе акватории в осадочном чехле предполагаются палеоцен-миоценовые, миоценовые, плиоценовые и четвертичные отложения. Более древние комплексы пород шельфа входят в состав складчатого основания.

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские образования развиты только в южной части территории в пределах Томмотского массива, хр. Эстериктях-Тас и южного склона Полоусного кряжа. Образования смяты в сложные складки, нарушены многочисленными надвигами. Среди палеозойских образований на территории листа выделяются ордовикские, силурийские, нижнедевонские, среднедевонские–нижнекаменноугольные, каменноугольные, каменноугольно-пермские и пермские. Ордовикские, силурийские и нижнедевонские, преимущественно карбонатные, отложения образуют единый цикл осадконакопления.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

К ордовикской системе относятся существенно карбонатные отложения. По литологическим признакам и фаунистическим характеристикам они разделены на свиты секдекунскую нижнего отдела, унгинскую нижнего–среднего

отделов, объединенные тарынг-юряхскую и волчинскую среднего отдела, калычанскую и сыачанскую, сакынджинскую и балгикакчанскую верхнего отдела. Каждые объединенные подразделения отвечают циклу, который начинается с известняков и заканчивается карбонатно-глинистыми породами. Тарынг-юряхская свита начинает среднеордовикский цикл, калычанская – позднеордовикский. Согласно Верхояно-Колымской серийной легенде, ордовикские образования принадлежат к Уяндино-Селенняхской СФЗ (I-1) и Селеннях-Омулевской СФО (I).

## Селеннях-Омулевская СФО (I)

### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

Уяндино-селенняхская СФЗ протягивается в северо-восточном направлении от левобережья р. Селеннях, верховьев рек Томмот, Сакындя и Инач на западе до бассейна р. Хатынгнах на востоке. В ее пределах развиты образования нижнего, нижнего–среднего, среднего и верхнего отделов.

#### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Секдекунская свита (*O<sub>1</sub>sk*) наиболее древняя в районе образует поля в бассейне р. Уяндина, у восточной границы листа, в бассейне р. Секдекун, правого притока р. Тарынг-Юрях, и незначительные по площади выходы известны у южной рамки листа. Нижняя граница свиты не наблюдалась, верхняя проводится по появлению известковистых алевролитов унгинской свиты, которые согласно, с постепенным переходом перекрывают известняки секдекунской свиты.

В составе свиты преобладают известняки мелко-среднезернистые и пелитоморфные, иногда доломитистые, светло- и темно-серые массивные. В подчиненном количестве присутствуют пачки алевролитистых и глинистых известняков темно-серых и буровато-серых с тонкими (до 2 см) прослоями и примазками черных глинистых сланцев, реже – пласты органогенно-детритовых известняков, заключающих мелкий детрит остракод и единичные членики криноидей.

Почти все поля развития секдекунской свиты попадают в зону динамотермального метаморфизма. Известняки мраморизованы, а терригенно-карбонатные разности преобразованы в хлорит-серицит-карбонатные и серицит-карбонатные сланцы с постепенными переходами к неизмененным породам.

Фаунистические остатки в свите малочисленны, большая часть находок известна из стратотипической местности в бассейне р. Тарынг-Юрях и ее правого притока – р. Секдекун. В средней и верхней частях свиты встречены отдельные членики криноидей и наутилоидей *Endoceras* sp., *Hormotonia* sp. В средней части обнаружены конодонты *Aurilobodus* cf. *simplex* Xiang et Zhang, *Cordylodus* aff. *proavus* Mül., «*Paltodus*» *bassleri* Furn., *Paltodus distortus* Br. et Mehl., *Drepanodus arcuatus* Pand., в верхней – *Acontiodus reclinatus* Lind., *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Polycostatus oneotensis* Furn. *Gliptoconus quadraplicatus* (Br. et Mehl.). Находки конодонтов датируют тремадокский

возраст секдекунской свиты [Тарабукин В.П., 2006, ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015, R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Видимая мощность секдекунской свиты в стратотипе – 475 м. По оценке В. П. Тарабукина [Тарабукин В. П., 2006], видимая мощность свиты колеблется в пределах 540–780 м.

### НИЖНИЙ – СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Унгинская свита ( $O_{1-2}Un$ ) развита там же, где секдекунская. С подстилающей секдекунской унгинская свита имеет согласный контакт с маломощной (10–20 м) переходной пачкой чередования карбонатных и терригенно-глинистых пород.

В унгинской свите преобладают глинистые и известково-глинистые сланцы, алевролиты, иногда известковистые, темно-серой, черной и зеленовато-серой окраски тонкопараллельнослоистые или неслоистые тонкоплитчатые, заключающие достаточно частые в низах и верхах и более редкие в средней части свиты маломощные (от 3 до 25 см) пласты известняков мелко- и среднезернистых пелитоморфных, а также глинистых, алевролитистых и доломитистых известняков серых с параллельной и, реже, мелкой косою слоистостью или массивных. В виде маломощных прослоев присутствуют органогенно-детритовые известняки с остатками трилобитов, брахиопод, остракод; вверху встречаются известковые конкреции, прослои оолитовых известняков и единичные слои известняковых гравелитов. На р. Унга к верхам свиты приурочен горизонт (25–50 м) углисто-глинистых, известково-глинистых сланцев и алевролитов со скоплениями отпечатков граптолитов.

В зонах динамометаморфизма глинистые и известково-глинистые сланцы унгинской свиты приобретают филлитовидный облик или превращены в слюдисто-карбонатные, хлорит-карбонатные, хлорит-биотит-карбонатные сланцы, алевролиты – в слюдисто-биотит-кварцевые сланцы, а известняки мраморизованы.

Фациальная изменчивость унгинской свиты слабая, в восточном направлении несколько сокращается количество известняков, в том числе органогенно-детритовых разновидностей.

Из числа беспозвоночных в унгинской свите определены плохой сохранности трилобиты *Protopliomerops* sp., *Biolgina* sp., характерные для раннего – начала среднего ордовика (хитинский горизонт). На правобережье р. Нонгондя (р. Кюрюелях) присутствуют граптолиты *Expansograptus* sp., *Glossograptus* sp. [Казакова, Данилов, 2017ф], характеризующие дапинский ярус среднего ордовика.

Конодонтовые комплексы, обнаруженные в свите, включают *Tangshonodus tangshonensis* An, «*Paltodus*» *bassleri* Furn., *Scolopodus cornutiformis* Br. et Mehl., *Oistodus lanceolatus* Pand., *O. multicorrugatus* Har., *Ulrichodina wisconsinensis* Furn., *Scandodus warendensis* (Dr. et Jon.), *Periodon flabellum* (Lind.) и др. и определяют возраст унгинской свиты в полном объеме флоского и дапинского веков раннего–среднего ордовика [Тарабукин В. П., 2006; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015, R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Мощность свиты в стратотипическом разрезе, на правобережье верховьев р. Тарынг-Юрях – 670 м; южнее, в истоках р. Тарынг-Юрях и севернее, в бассейне р. Уяндина она составляет 600 м [Аулов Б. Н., 2006ф].

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Тарынг-юряхская и волчинская свиты объединенные ( $O_2tr + vl$ ) распространены широкой полосой северо-восточного направления от левобережья р. Селеннях у южной рамки листа через верховья правых притоков рек Уяндина–Тарынг-Юрях, Инач, Талындя, в бассейны рек Жёлтая, Хатыннах, Донская у восточной рамки листа.

*Тарынг-юряхская* свита согласно, с четким контактом залегает на унгинской свите, известково-глинистые сланцы и алевролиты которой сменяются вверх карбонатными образованиями. Свита повсеместно, без значительных фациальных изменений сложена различными известняками с подчиненными им терригенными и карбонатно-терригенными породами. По особенностям состава и строения можно выделить две части.

В большей нижней части преобладают известняки от светло- до темно-серых мелко-среднезернистые и алевритистые с частыми пластами органо-генно-обломочных известняков с остатками криноидей, брахиопод, гастропод, остракод и мшанок. Характерно присутствие оолитовых известняков. Текстура пород массивная, линзовидно-волнистая, комковатая, параллельно- и косослоистая. В резко подчиненном количестве присутствуют прослои известковистых алевролитов и глинистых сланцев темно- и буровато-серых тонкослоистых.

В верхней части свиты увеличено количество органо-генно-обломочных известняков, характерны прослои песчано-алевритистых известняков с крупной параллельной слоистостью за счет обогащения части слоев терригенным или доломитовым материалом. В верхах присутствуют маломощные пачки переслаивающихся глинистых и пелитоморфных известняков с известковистыми алевролитами и известково-глинистыми сланцами темно-серыми до черных, тонкослоистыми, тонкоплитчатыми.

В бассейнах рек Олындя и Талындя в зонах динамометаморфизма отложения тарынг-юряхской свиты мраморизованы или изменены до биотит-карбонатных, карбонатных, серицит-карбонатных, хлорит-серицит-карбонатных и слюдисто-кварцевых сланцев при сохранении типичных для свиты тектурных признаков пород.

Макрофаунистические остатки, обнаруженные в породах тарынг-юряхской свиты (вне зон метаморфизма), многочисленны и разнообразны. Брахиоподы: *Xenelasmella graciosa* Rozm., *X. jacutensis* Rozm., *Nothortis latecostata* Rozm., *Eremotoechia* cf. *jasachnaensis* Orad., *Atelelasma nana* Rozm., *Mimella pyramidalis* Rozm., *Hesperorthis* cf. *brachiophorus* (Coop.), *Porambonines* sp., *Rhysostropia* sp.; трилобиты: *Pliomera fischeri asiatica* Tschug., *Pliomerellus jacuticus* Tschug., *Eorobergia bipunctata* Tschug., *E. tscherskyi* Tschug., *E. plana* Tschug., *Carolinites sibiricus* Tschug., *Pliomerops* cf. *siensis* Tschug.; остракоды: *Leperditella symmetrica* V. Ivan., *Egorovella defecta* V. Ivan., *Tetradella maslovi*

V. Ivan., *T. costata* V. Ivan., *Kinnekeulea beyrichonica* V. Ivan.; криноидеи *Pentagonopentagonalis* ex gr. *tridens* Jelt. P. cf. *fragilis* Yelt., *P. flabellatus* Yelt.; присутствуют остатки гастропод и мшанок *Orbygnyella* cf. *settedabanica* Modz. Эти комплексы отвечают эльгенчакскому горизонту нижней части дарривильского яруса [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015, R-54-XXXIII, XXXIV, 2020, Аулов, 2006ф].

Конодонты, в том числе обнаруженные и в пределах зоны метаморфизма по р. Талындя [Тарабукин, 1997], представлены: *Acodus deltatus* Lind., *Cardiodella tumida* (Br. et Mehl), *Phragmodus(?) primus* Tar., *Histiodellella serrata* Har., *H. sinuosa* (Gr. et Ell.), *Neocoelodus dutchtownensis* Young. et Gull., *Erismodus asymmetricus* (Br. et Mehl), *Er. deltatus* (Br. et Mehl), *Ptiloconus longidemtatus* Mosk., *Coelodus mirabilis* Br. et Mehl и др. По конодонтам четко определяется среднеордовикский возраст свиты, отвечающий первой половине дарривильского века.

Мощность тарынг-юряхской свиты в стратотипическом разрезе в верховьях р. Тарынг-Юрях – 605 м; южнее, в истоках р. Тарынг-Юрях, и севернее, на левобережье р. Сакиндя, она возрастает до 720–750 м. Мощности свиты в районе колеблется от 550 до 750 м.

*Волчинская свита* согласно залегает на тарынг-юряхской; граница между ними проводится по смене вверх карбонатных пород на глинисто-терригенные.

В стратотипическом районе, в верховьях р. Тарынг-Юрях и в бассейнах рек Талындя, Олындя основу свиты составляют известково-глинистые и глинистые сланцы и алевролиты, они имеют темно-серую, черную, реже зеленовато-серую окраску, тонкую параллельную слоистость. Маломощные прослои и линзы слагают известняки глинистые, алевролитистые и пелитоморфные, реже мелкозернистые, тонкослоистые и массивные; единичные пласты (0,1–0,5 м) сложены органогенно-обломочными известняками с остатками криноидей, брахиопод, трилобитов, остракод и мшанок. В верхней части свиты роль карбонатов возрастает, присутствуют пласты доломитистых известняков и доломитовых мергелей светло-серого и буровато-серого цветов.

Фациальные изменения заключаются в увеличении содержания карбонатных пород и некоторого преобладания их над терригенными в бассейнах рек Сакиндя, Инач и Уяндына. На этих участках на ГК-200 второго издания выделялась удачинская свита [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015, R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Здесь алевролитистые и глинистые известняки от светло- до темно-серых линзовидно-комковатые, массивные, параллельно-, волнисто- или косослоистые образуют пласты до 2–5 м, разделенные прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Встречаются пачки (до 30 м) тонкого переслаивания известняков от мелкообломочных до пелитоморфных, известково-глинистых и глинистых сланцев, а также горизонты (до 150 м) с преобладанием известковистых алевролитов и глинистых сланцев. Подчиненное значение имеют прослои и пласты органогенно-обломочных известняков с остатками криноидей, гастропод, брахиопод, остракод и, реже, трилобитов.

В зонах динамометаморфизма в бассейнах рек Тинг, Олындя, Хатыннах-Сала терригенные породы превращены в слюдисто-карбонатные, слюдисто-кварцевые, хлорит-серицит-карбонатные сланцы, а известняки мраморизованы.

Из макропалеонтологических остатков определены брахиоподы: *Sowerbyella negritus* (Will.), *Hesperorthis ignicula* (Raym.), *H. cf. brachiophorus* (Coop.), *Evenkina anabarensis* Andr., *Atelelasma peregrinum* Andr., *Mimella pyramidalis* Rozm., *Xenelasmella graciosa* Rozm., *Plectambonites(?) jacuticus* Rozm., *Öpikina (Platymena) plana* Coop., *Ö. aff. plebeja* Coop., *Angarella jaworslii* Asatkin; трилобиты: *Thaleops rectangularis* Tschug., *Pliomerops cf. planus* Weber, *Homotelus cf. lenaensis* Max., *Calliops maximovae* Tschug., *C. cf. leithi* Delo, *Ceraurinus cf. biformis* Max.; остракоды: *Coelochilina patibilis* V. Ivan., *Egorovella compacta* V. Ivan., *E. defecta* V. Ivan., *E. cuneata* V. Ivan., *Sibiritella furcata* Kan., *S. costata* (V. Ivan.), *S. rara* (V. Ivan.), *Soanella (Tetradella) maslovi* (V. Ivan.), *Lepeditella cf. egloni* V. Ivan., *Tetradella costata* V. Ivan., *Planusella ex gr. bicornis* V. Ivan., *Laccoprimitia mediocre* V. Ivan. Большинство форм беспозвоночных встречаются в лагунском горизонте среднего ордовика (вторая половина дарривильского века).

Конодонтовые комплексы включают *Phragmodus borealis* Tar., *Ph. flexuosus* Mosk., *Neocoelodus dutchtownensis* Young. et Cull., *Complexodus angarensis* (Mosk.), *Acanthocordylodus proavusus* Tar., *Ptiloconus longidentatus* Mosk., *Pt.(?) costulatus* Mosk., *Erraticodon balticus* Dzik, *Er. cf. patu* Coop., *Drepanodistacodus vistris* (Mosk.), *Amorphognathus cf. enaequalis* Rhodes, определяющие среднеордовикский возраст свиты в объеме второй половины дарривильского века (лагунский горизонт).

Мощность волчинской свиты – 420–620 м, возрастает с запада на восток.

Возраст объединенных свит определяется находками фауны как среднеордовикский в объеме дарривильского века.

Общая мощность тарынг-юряхской и волчинской свит – от 970 до 1370 м.

Волчинская (удачнинская) свита является рудовмещающей и экранирующей для золоторудной минерализации.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний отдел включает объединенные калычанскую и сыачанскую, сакынджинскую и балгикакчанскую свиты.

Калычанская и сыачанская свиты объединенные ( $O_3kl + s\check{c}$ ) слагают серии субмеридиональных полос в верховьях р. Чыбагалах, на междуречье Тирехтях–Сакындя; в бассейне р. Тарынг-Юрях и субширотных полос на левобережье р. Уяндина (бассейны рек Турах и Дяхтардах) и восточнее – в бассейнах рек Эстериктях и Хатыннах-Сала.

*Калычанская* свита залегает согласно на волчинской. Свита сложена преимущественно известняками мелкозернистыми, пелитоморфными, алевритистыми, с тонкими прослоями и пластами органогенно-обломочных разностей. В подчиненном количестве присутствуют глинистые, доломитистые известняки и известково-глинистые сланцы.

Известняки серого, светло-серого цветов с характерной крупнокомковатой, линзовидно-комковатой текстурой, реже параллельнослоистые. Вдоль волнистых плоскостей напластования присутствуют примазки глинистых, известково-глинистых сланцев темно-серых, на выветрелой поверхности буровато-серых. Отдельные прослои известняков содержат желваки кремней



голубовато-серых. Пласты органогенно-обломочных известняков обычно массивные, реже слоистые.

В верхней части свиты преобладают более чистые разновидности известняков: от пелитоморфных до мелкозернистых массивных и широко распространены органогенно-обломочные разности, наполненные остатками трилобитов, колоний табулят и одиночных ругоз, раковинами остракод, брахиопод, иногда двустворок и члениками криноидей. На западе, в бассейне р. Тирехтях и в среднем течении р. Тарынг-Юрях возрастает количество доломитистых известняков при резком сокращении органогенно-обломочных разностей. На востоке района в известняках в значительном количестве присутствуют кремнистые стяжения.

Из отложений свиты определены остатки брахиопод *Mimella panna* Andr., *Oepikina kalytschanica* Rozm., *O. cf. tojoni* Andr., *Rostricellula parva* Coop., *R. raymondi nana* Rozm., *Strophomena medialis kalytschanica* Rozm., *St. cf. simplex* Andr., *Evenkina convexidorsata* Rozm., *Atelelasma peregrinum* (Andr.), *At. carinatum* (Andr.); трилобитов *Thaleops rectangularis* Tschug., *Calyptaulax maximovae* (Tschug.), *Ceraurinus icarus* (Bill.), *Jllaenus* aff. *americanus* Bill., *Monoracos* sp.; остракод *Egorovella coroniformis* Kan., *Soanella ampla* Kan.; криноидей *Pentagonopentagonalis proximus* Yelt., *P. oradovskajae* Jelt., *P. Pulhellus* Jelt., *P. cf. fragilis* Yelt.; табулят: *Rhabdotetradium* sp.; мшанок *Trematopora* aff. *njuensis* Modz.; водорослей *Girvanella*; конодонты: *Pragmodus inflexus* Stauf., *Pr. flexuosus* Mosk., *Cahabagnathus sweeti* (Berg.), *Oulodus restrictus* Mosk., *Oistodus petaloideus* Mosk., *Erraticodon gratus* Mosk., *Er. balticus* Dzik., *Er. cf. patu* Coop., *Ptiloconus anomalis* (Mosk.), *Ansella jamtlandica* (Lofg.), *Drepanodistacodus vistris* Mosk.

Комплексы макрофауны и конодонтов характеризуют нижнюю часть харкинджинского горизонта Северо-Востока и датируют свиту началом сандбийского века позднего ордовика.

Мощность калычанской свиты колеблется в пределах 950–1100 м.

Породы калычанской свиты включают рассеянную сульфидизацию и связанную с ней тонкодисперсную золоторудную минерализацию.

*Сыачанская свита* залегает на калычанской согласно. Свита сложена чередованием пачек глинистых, алевритистых и пелитоморфных известняков, содержащих прослой глинистых сланцев и известковистых алевролитов, пачек известково-глинистых, углисто-глинистых, глинистых сланцев, известковистых алевролитов с прослоями известняков и пачек тонкого равномерного переслаивания известняков и сланцев. Сланцы темно-серые и черные, с тонкой параллельной или линзовидной слоистостью, мелкоплитчатые, часто содержат остатки граптолитов. Известняки серые, темно-серые и коричневатосерые параллельнослоистые, прослоями комковатые. Редкие прослой органогенно-детритовых известняков заключают скопления мелких створок раковин брахиопод, остракод, фрагментов трилобитов и единичные членики криноидей. На востоке, в бассейне р. Хатыннах-Сала свита более карбонатная.

Свита охарактеризована остатками граптолитов: *Diplograptus* ex gr. *multidens* E. et W., *Climacograptus* aff. *peltifer* Lapw., *C. caudatus* Lapw., *C. bicornis* (J. Hall), *Dicellograptus* aff. *divaricatus* (J. Hall), *D. alabamensis* Rued., *D. aff. pumillis* Lapw., *D. parallelus* Obut et Sob., *Dicranograptus nicholsoni* Hopk.,

*D. cf. clingani* Carr., *D. aff. furcatus* (Hall), *D. aff. kircki* Rued., *D. aff. bungei* Obut et Sob., *Orthograptus* ex gr. *truncatus* (Lapw.), *O. ex gr. pageanus* Lapw., *Cryptograptus arcticus* Obut et Sob., *Glossograptus* sp.; трилобитов *Triarthrus* sp.; брахиопод *Christiania* ex gr. *dubia* Coop. и конодонтами: *Phragmodus undatus* Br. et Mehl, *Protopanderodus insculptus* (Br. et Mehl), *Pr. liripipus* Ken., *Dapcilodus(?) similis* (Rhodes), *Periodon aculeatus* Hadd., *P. grandis* (Ething.), *Drepanoistodus suberectus* (Br. et Mehl).

Мощность сыачанской свиты колеблется от 250 до 370 м.

Комплексы граптолитов и конодонтов датируют свиту поздним ордовиком в объеме позднесандбийского времени (верхняя часть харкинджинского горизонта).

Возраст объединенных свит определяется находками фауны как позднеордовикский в объеме сандбийского века.

Общая мощность калычанской и сыачанской свит – 1200–1470 м.

Сакынджинская и балгикакчанская свиты объединенные ( $O_3sd + bg$ ) распространены на междуречье Селеннях–Уяндина, в бассейнах рек Агданья, Чыбагалах, Тирехтях, Сакындя, Талындя, Олындя, слагают неширокие поля в бассейне верховьев р. Хатынгнах.

*Сакынджинская свита* залегает на подстилающей сыачанской согласно, граница проводится по исчезновению крупных горизонтов граптолитовых известково-глинистых сланцев. В состав сакынджинской свиты включены отложения молоховской свиты, ранее выделяемой в самостоятельное подразделение [Легенда Верх-Колымской ... , 2003].

В составе свиты преобладают известняки пелитоморфные или мелкозернистые, глинистые и алевролитистые. Известняки темно-серые плитчатые с тонкой линзовидной и параллельной слоистостью, иногда тонкоритмично-слоистые чередуются с линзовидно-комковатыми и комковатыми разностями. На плоскостях напластования в известняках часто наблюдаются примазки глинистых сланцев. На разных уровнях встречаются пачки чередования пелитоморфных известняков с известковистыми алевролитами, местами содержащими остатки граптолитов, и глинистыми сланцами и горизонты доломитов, доломитовых мергелей и доломитистых известняков светло-серых, на выветрелой поверхности желтовато-серых и бурых тонкопараллельно-слоистых с прослоями известняков алевролитистых и пелитоморфных и глинистых сланцев. Присутствуют редкие прослойки и пласты органогенно-обломочных известняков с фрагментами раковин гастропод, остракод и брахиопод. В низах свиты местами имеются линзовидные пласты известняковых конглобрекций (до 5 м), в обломочной части которых преобладают различные известняки, заключенные в глинисто-карбонатный цемент.

В верховьях рек Томмот и Тарынг-Юрях и в бассейне р. Сакындя состав свиты более однообразный. Прослойки известковистых алевролитов и глинистых сланцев здесь редки. Местами в нижней части присутствуют пласты органогенно-обломочных кораллово-брахиоподовых и водорослевых известняков, в основании – линзы крупнообломочных известняковых конгломератов и конглобрекций. Здесь на ГК-200 второго издания выделялась дадыкская свита [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015, R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. На востоке,

в бассейне р. Донская в составе свиты присутствуют пласты светло-серых массивных известняков, тонкие линзовидные прослои кремнистых сланцев.

Мощность сакинджинской свиты колеблется в пределах от 450 до 750 м.

Из пород свиты определены граптолиты *Rectograptus* ex gr. *truncatus* (Larw.), *R.* ex gr. *calcaratus* (Larw.), *Climacograptus* aff. *supernus* Ell. et Wood, *Normalograptus* aff. *extraordinarius* (Sob.), *Pseudoclimacograptus* sp., *Amplexograptus* sp., *Glyptograptus* sp. indet.; табуляты *Nyctopora nicholsoni* (Rad.), *Palaeofavosites alveolaris* (Goldf.), *Tollina keyserlingi* (Toll), *T. evenkiana* Sok., *Vacuopora prisca* (Sok.); брахиоподы *Sowerbyella sladensis* Jon., S. cf. *asperecostellata* Rozm., *Parastrophinella asimmetrica* Rozm., *Ptychoglyptus bellarugosus* Coop., *Cyclospira*(?) *elegantula* Rozm., *Catazyga salairica jacutensis* Rozm., *Christiania* ex gr. *dubia* Coop., *Diambonia* aff. *septata* (Coop.), *Tcherskidium unicum* (A. Nik.), *Salairella* cf. *salairica* (Sev.), *Xenelasmopsis selennjahia* Rozm., *Spirigerina mavrae tenuicostata* Rozm., *Mimella* ex gr. *gibbosa* (Bill.); остракоды *Eoleperditia rozmanaе* V. Ivan., *Leperditella grammi* V. Ivan., *Hesslandites fragilis* V. Ivan.; конодонты: *Tetraprioniodus elegans* Mosk., *Acanthodina* cf. *regularis* Mosk., *A. nobilis* Mosk., *Acanthocordylodus fidelis* Mosk., *Ac. festus* Mosk., *Belodina compressa* (Br. et Mehl), *Aphelognathus pyramidalis* (Br. et Mehl), *Panderodus gracilis* Br. et Mehl, *Ozarkodina*(?) *dolboricus* (Mosk.), *Periodon grandis* (Ething.), *Phragmodus undatus* Br. et Mehl, *Protopanderodus insculptus* (Br. et Mehl), *P. liripipus* Ken., Barn. et Uyeno, *Dolborodina striata* Mosk., *Pseudobelodina diminitiva* (Br. et Mehl), *Drepanodus* sp.

Комплексы граптолитов, брахиопод и конодонтов позволяют отнести сакинджинскую свиту к падунскому горизонту катийского яруса и низам тирехтяхского горизонта хирнантского яруса позднего ордовика.

В зонах экзоконтактов гранитоидных массивов породы верхнего ордовика подверглись скарнированию с образованием известковых и магнезиальных скарнов, кальцифиров, мраморов и вмещают Чибгалахское месторождение, проявления и многочисленные пункты минерализации олова.

*Балгикакчанская свита* с сакинджинской имеет согласные соотношения. В составе свиты преобладают известняки органогенно-обломочные массивные и пелитоморфные комковатые, реже слоистые. Цвет пород преимущественно светло-серый. Редкие прослои преимущественно в нижней части свиты образуют алевролитистые, глинистые известняки, известково-глинистые и глинистые сланцы. В органогенных разностях известняков присутствуют многочисленные колонии табулят, ценостеумы строматопорат, скопления раковин брахиопод, остракод, гастропод, остатки криноидей, трилобитов, мшанок.

Состав и строение свиты сохраняются без изменений почти на всей территории за исключением отдельных участков. На левобережье среднего течения р. Сакиндя выше сакинджинской свиты залегает мощное (более 300 м) линзовидное тело однообразных известняков светло-серых до белых массивных, вероятно, водорослевых, выше которого появляются известняки с остатками брахиопод и табулят. В междуречье Хатынгнах–Донская состав свиты отличается большей примесью глинистого материала: прослоев глинистых известняков и известково-глинистых сланцев и меньшим количеством фауны. При подготовке второго издания листа R-54-XXIX,XXX на этом участке

отложения картировались как басылыкская толща [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

Мощность балгикакчанской свиты на западе составляет 430–450 м, на востоке достигает 600 м.

Из пород свиты определены табуляты: *Catenipora gotlandica* (Yabe), *C. ex gr. compressa* (Sok.), *C. parallela* (Schmidt), *Troedssonites conspiratus* (Troeds.), *Fletcheriella gigantea* Prbz., *Kolymopora irjundiensis* Prbz., *Paleofavosites alveolaris* (Gold.), *Syringopora secunda* (Prbz.), *Pseudobelodina(?) dispansa* (Br. et. Mehl.), *Tollina keyserlingi* (Toll); брахиоподы *Tcherskidium unicum* (A. Nik.), *Eoconchidium indigiricum* Rozm., *Evenkorhynchia dichotomians* Rozm., *Spirigerina mavrae* Rozm., *Oxoplecia cf. sibirica* Nikif.; остракоды *Eoleperditia rozmanaе* V. Ivan.; конодонты: *Aphelognathus pyramidalis* (Br., Mehl et Br.), *Belodina confluens* Sweet, *B. compressa* Br. et Mehl, *Basselodus borealis* Nowl. et McClacr., *Panderodus gracilis* Br. et Mehl, *Phragmodus(?) tunguskaensis* Mosk., *Pseudobelodina diminitiva* (Br. et Mehl), *P.(?) dispansa* (Br. et. Mehl), *Tetraprioniodus elegans* Mosk., *Scabbardella altipes* Orch., *Acanthocordylodus fidelis* Mosk., *Acanthodina nobilis* Mosk., *Pseudooneotodus mitratus* (Mosk.).

Табуляты, брахиоподы и конодонты типичны для тирехтяхского горизонта хирнантского яруса верхнего ордовика.

Возраст объединенных свит определяется находками фауны как позднеордовикский в объеме катийского и хирнантского веков.

Общая мощность сакынджинской и балгикакчанской свит – 880–1350 м.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения наращивают непрерывный разрез палеозоя в Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО, относятся к Селенняхскому и Туостахскому СР. Среди силурийских развиты отложения нижнего и верхнего отделов.

### НИЖНЯЯ ПОДСИСТЕМА

Отложения нижней подсистемы распространены в Селенняхском и Туостахском СР.

#### Селеннях-Омулевская СФО (I)

#### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

#### Селенняхский СР (I-1.1)

Селенняхский СР протягивается в северо-восточном направлении от верховьев рек Томмот, Сакындя и Инач на западе до бассейна р. Хатынгнах на востоке. В его пределах развита нижнесилурийская ухватская свита.

Ухватская свита (S<sub>uh</sub>) залегает на балгикакчанской согласно, по четкой границе с резкой сменой органогенно-обломочных известняков известково-глинистыми породами.

В составе свиты преобладают серые и темно-серые известняки глинистые и пелитоморфные плитчатые (1–7 см), тонко (от 3 мм до 10 см) переслаивающиеся с черными известково-глинистыми, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами и с отдельными пластами (0,2–0,5 м) известняков мелкозернистых массивных и крупноплитчатых; прослоями мелкодетритовых известняков с остатками брахиопод, криноидей, табулят и спикулами губок. В глинистых разностях пород на плоскостях напластования встречаются скопления граптолитов. В некоторых слоях присутствуют текстуры оползания осадков. В верхней части свиты преобладают известняки глинистые и алевролитистые параллельнослоистые мелко-среднеплитчатые. На разных уровнях в карбонатно-глинистом слоистом субстрате заключены пласты (0,5–2,0 м) и линзы известняковых конгломератов и конглобрекчий и крупные гравитационные отторженцы (олистолиты) органогенно-обломочных известняков с остатками кораллов и брахиопод верхнего ордовика. В обломках и гальках конглобрекчий преобладают различные известняки; терригенные породы составляют от 10 до 30%. Окатанность слабая, иногда встречаются хорошоокатанные гальки. Цемент известняковый. Наибольшее развитие эти образования имеют на междуречье Инач–Сакындя, где их мощности достигают десятков метров.

В бассейне верховьев р. Томмот и на междуречье Талындя–Олындя свита характеризуется более грубым переслаиванием известняков и сланцев и более бедным составом фауны, в них обнаружены только колонии табулят и конодонты. Здесь свита сложена горизонтами темно-серых слабобитуминозных глинистых известняков (пласты до 8 м), чередующихся с пачками переслаивания тех же известняков и глинистых сланцев, и горизонтами черных углисто-глинистых и глинистых сланцев, содержащих редкие прослои глинистых известняков. В известняках присутствуют единичные пласты органогенно-детритовых массивных известняков.

На этих участках на ГК-200 второго издания картировалась сычаганская толща [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Толща была выделена при проведении ГМК [Аулов, 2006ф], отсутствует в легенде серии, имеет незначительные отличия от ухватской свиты, распространена на ограниченном участке, для выделения этой толщи нет достаточных оснований, поэтому она показана как широко развитая по площади ухватская свита.

На северо-востоке по р. Донская в ухватской свите преобладают известково-глинистые и углеродисто-глинистые сланцы темно-серые, черные тонкослоистые, листоватые, содержащие богатые комплексы граптолитов с пластами (6–7 м) алевролитистых известняков [ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

Из органических остатков в углеродисто-глинистых сланцах присутствуют граптолиты, более многочисленные в бассейне р. Донская: *Stimulograptus* aff. *sedgwickii* (Portl.), *St. becki* (Lapw.), *St. aff. halli* (Barr.), *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Sp. minor* (Bouč.), *Streptograptus exiguus exiguus* (Nich.), *St. nodifer* Toernq., *Hedrograptus* ex gr. *skalaris transgrediens* (Waern.), *Paraclimacograptus* aff. *innotatus* (Mc Coy), *Clyptograptus* aff. *tamariscus nikolayevi* Obut, *Coronograptus* cf. *gregarius* (Lapw.), *Campograptus* aff. *communis communis* (Lapw.), *Oktavites planus* (Barr.), *Pseudoplegmatoraptus* aff. *obesus* (Lapw.), *Monograptus marri* Pern., *M. proboscoidatus* (Gort.), *M. ex gr. mutuliferus* (Gort.), *Stomatograptus* aff. *grandis* (Suess) и др. Из известняков определены

брахиоподы *Plectatrypa imbricata* (Sow.), *Camarotoechia* ex gr. *daphne* Barr., табуляты *Paleofavosites* (*Calamopora*) cf. *alveolaris* (Goldf.), *Favosites* aff. *favosus* (Goldf.), *Mesofavosites* aff. *dualis* Sok. и конодонты *Distomodus staurogathoides* (Wall.), *Pterospathodus siluricus* (Pol., Rex., Nic.), *Ozarkodina* cf. *oldhamensis* Rex., *Panderodus* sp., *Icriodella* sp. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

Граптолиты надежно устанавливают раннесилурийский возраст свиты. Брахиоподы, табуляты и конодонты подтверждают раннесилурийский возраст ухватской свиты.

Мощность ухватской свиты колеблется от 450 до 770 м.

Для углеродисто-глинистой составляющей характерна тонкая вкрапленность пирита и других сульфидов; в гидротермально измененных породах встречается золото-сурьяно-ртутная минерализация.

### Туостакский СР (I-1.2)

Туостакский СР занимает незначительную часть территории на левобережье р. Селеннях, в бассейнах рек Агданья и Чыбагалах. В его пределах развита нижнесилурийская чыбагалахская свита.

Чыбагалахская свита ( $S_1^{cb}$ ) залегает согласно на балгикакчанской. Отложения свиты представлены преимущественно известняками, иногда доломитистыми, реже доломитами, аргиллитами, алевролитами и конгломерато-брекчиями. Известняки темно-серые и черные массивные и плитчатые содержат иногда остатки криноидей, табулят и ругоз. Доломиты бурые и розовато-серые массивные. Известняки и доломиты часто мраморизованы. Аргиллиты и алевролиты черные плитчатые, образуют тонкие прослои и пропластки в известняках, изредка включают граптолиты. Конгломерато-брекчии образуют редкие прослои в известняках, иногда содержат остатки брахиопод. Для отложений характерны частые фациальные замещения практически всех разновидностей пород между собой на всех уровнях разреза.

В известняках собраны остатки табулят *Palaefavosites alveolaris* (Goldf.), *Mesofavosites* ex gr. *fleximurinus* Sok., *Favosites* ex gr. *favosus* Sok., *F.* ex gr. *hisingeri* M. Edw. et H., *F.* ex gr. *undulatum?* *indulatus?* Tchern., *Subalveolites* sp., *Catenipora* sp.; ругоз *Aphullum sociale* Soshk., *Calostulis* sp. и наутилоидей *Cyclondoceras whileavesi* Forste, в аргиллитах – граптолитов *Monograptus priodon* (Bronn), *Monoclimacis* sp. indet., *Pristiograptus* sp. indet.

Граптолиты, по заключению А. М. Обути, характерны для нижнего силура (лландовери), табуляты, по мнению Ю. И. Тесакова, характерны для лландовери, а ругозы, по заключению А. Б. Ивановского, встречаются от венлока до лудлова включительно [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015; Легенда Яно-Индигирской ... , 2000]. На основании найденных фаунистических остатков отложения чыбагалахской свиты отнесены к нижнему силуру.

Мощность свиты – 690 м.

В зонах экзоконтактов гранитоидных массивов породы подверглись скарированию с образованием известковых и магнезиальных скарнов, кальцифилов и мраморов и вмещают проявления и пункты минерализации золота и олова.

## ВЕРХНЯЯ ПОДСИСТЕМА

Отложения верхней подсистемы распространены в Селенняхском и Туост-ахском СР Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.

### *Селенняхский СР (I-1.1)*

В пределах Селенняхского СР развиты верхнесилурийские рябининская, артых-юряхская и талынджинская свиты объединенные, на отдельных участках артых-юряхская свита выпадает из разреза и на карте показаны рябининская и талынджинская свиты объединенные.

Рябининская, артых-юряхская и талынджинская свиты объединенные ( $S_{2rb-tl}$ ) распространены на западе Селенняхского СР, в бассейнах правых притоков р. Уяндина.

*Рябининская свита* пространственно тесно связана с участками развития ухватской свиты, но обычно имеет с ней тектонические контакты. В единичных случаях (истоки р. Инач, левобережье р. Сакындя) прослежен нормальный стратиграфический контакт с ухватской свитой в виде резкой смены карбонатно-сланцевых горизонтов однородными доломитами.

Свита имеет однообразный выдержанный по площади состав и представлена доломитами, изредка содержащими пачки и прослой доломитистых известняков. Породы имеют белую, светло-серую, желтовато-серую окраску и массивную текстуру. Реже встречаются пачки слоистых доломитов. Все разновидности пород значительно перекристаллизованы и имеют среднезернистую структуру с реликтами микрокомковатой, предположительно, микрофитолитовой природы. До 3–4 % в доломитах содержится рассеянное углеродистое вещество.

Мощность свиты колеблется от 400 до 700 м.

Стратиграфическое положение – выше ухватской свиты и единичные находки брахиопод *Conchiidium* cf. *daljanicum* (Nikif.), *C. ex gr. knighti* (Sow.) определяют лудловский возраст свиты.

*Артых-юряхская свита* залегает на рябининской по четкой согласной границе, приуроченной к резкой смене массивных светлых доломитов красноцветными образованиями.

Свита представлена алевролитами, содержащими прослой доломитовых мергелей и доломитов. Преобладающая окраска пород кирпично-красная, в верхах появляются зеленовато-серые прослой и линзы с постепенными переходами к красноцветным. Для алевролитов и мергелей характерна тонкая параллельная, волнистая и линзовидная слоистость, знаки волновой ряби и трещины усыхания на плоскостях напластования. Доломиты более светлые, розовато-серые, серые массивные с четкими ограничениями слоев; в отличие от доломитов рябининской свиты преобладают мелкозернистые и пелитоморфные разности. В истоках р. Сакындя в верхах свиты присутствуют линзы конгломератов красновато- и буровато-серых, состоящих из гальки известняков и алевролитов в известково-глинистом цементе.

Мощность свиты варьирует от 35 м (р. Инач, левобережье р. Сакындя в верхнем течении) до 115 м (водораздел рек Сакындя–Инач) и возрастает до

200 м юго-восточнее, на правобережье р. Сакиндя и выклинивается в северо-восточном направлении.

Органические остатки в свите не обнаружены. Ее позднесилурийский (лудловский) возраст определяется по стратиграфическому положению под фаунистически охарактеризованными пржидольскими образованиями талынджинской свиты.

*Талынджинская свита* ( $S_{2tl}$ ) согласно залегает на артых-юряхской, граница проводится по четкой смене красноцветных алевролитов сероцветными доломитами.

Свита сложена переслаивающимися (от первых сантиметров до 3 м) доломитами серыми и буровато-серыми, доломитовыми мергелями темно-серыми, на выветрелой поверхности бурыми и доломитистыми известняками буровато-серыми. Породы обычно тонко-параллельнослоистые. Доломитистые известняки и доломиты иногда включают единичные обломки раковин гастропод и мелкий органический детрит.

Местами в составе свиты присутствуют пласты органогенно-детритовых комковатых известняков и органогенно-обломочных известняков-ракушечников, переполненных створками брахиопод, остракод, гастропод, двустворок (мощность пластов – до 5 м).

Мощность свиты нарастает с северо-запада (бассейн р. Инач и левобережье р. Сакиндя) на юго-восток (правобережье р. Сакиндя): от 190 до 490 м.

Обнаруженные в отложениях свиты конодонты *Spathognathodus primus geniatus* Bar., *Ozarkodina ortuformis* Wall., *Oz. typica* (Br. et Mehl), *Oz. primus* (Br. et Mehl), *Pelekysgnathus index* (Br. et Mehl), *Oulodus swetlana* Mashk., *O. greilingi greilingi* Wall., *O. salopia* Rhod., *O. antis* Mashk., *O. siluricus* (Br. et Mehl), *Acordina plicata* Carls et Gandl, *Panderodus gracilis* Br. et Mehl и брахиоподы *Atrypoida phoca* (Salt.), *Collarothyris canaliculata* (Wenjuk.) датируют талынджинскую свиту пржидолом.

Позднесилурийский возраст (лудлов–пржидол) объединенных свит определяется находками фауны.

Суммарная мощность рябининской, артых-юряхской и талынджинской свит нарастает с северо-запада (бассейн р. Инач и левобережье р. Сакиндя) на юго-восток (правобережье р. Сакиндя): от 625 до 1390 м.

Рябининская и талынджинская свиты объединенные ( $S_{2rb+tl}$ ) показаны на карте от левобережья р. Томмот (бассейн р. Солорюн) и верховьев р. Тарынг-Юрях на юго-западе до рек Хатынгнах и Донская на северо-востоке, где отсутствуют красноцветные образования и артых-юряхская свита выпадает из разреза.

*Рябининская свита* залегает согласно на известняках ухватской свиты нижнего силура. Свита сложена преимущественно доломитами и доломитистыми известняками светло-серой, кремово-серой, коричневатой-серой и белесой окраски, массивными, реже слоистыми толстоплитчатыми с пластами (до 3–5 м) брекчиевидных светло-серых и серых доломитов и мелкозернистых серых, темно-серых и буровато-серых известняков, в отдельных прослоях микрослоистых пиритизированных. На юго-западе, в бассейне р. Томмот присутствуют прослойки (до 1 м) доломитовых мергелей серых и светло-серых. На северо-востоке, в бассейнах рек Хатыннах–Сала, Нонгондя, Донская в со-



ставе свиты увеличивается количество прослоев известняков и появляются редкие прослои и пропластки (0,5–3 см) глинистых и известково-глинистых сланцев зеленовато-серых.

Мощность отложений колеблется от 350 до 500 м.

Органические остатки в отложениях рябининской свиты не обнаружены. Ее позднесилурийский (лудловский) возраст устанавливается по положению в разрезе над фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего силура.

*Талынджинская свита* на подстилающих отложениях залегает согласно.

В составе свиты чередуются доломиты, доломитистые известняки и мелкозернистые известняки от светло- и желтовато-серых до темно-серых параллельнослоистые, реже массивные, в известняках часто развиты примазки глинистых сланцев по плоскостям напластования. Изредка присутствуют пласты оолитовых известняков светло-серых. В верхах свиты встречаются единичные прослои органогенно-детритовых известняков с остатками остракод и гастропод.

На юго-западе, в бассейне р. Томмот в составе свиты преобладают доломиты и доломитовые мергели тонкозернистые светло- и желтовато-серые параллельнослоистые мелко-среднеплитчатые с примазками и частыми прослоями алевролитов и единичными пластами известняков пелитоморфных мелкоплитчатых.

Мощность талынджинской свиты определена в пределах 300–450 м, нарастает с юго-запада на северо-восток.

В отложениях свиты на р. Хатыннах-Сала собраны остракоды *Leperditia* sp. и гастроподы *Hormotama* sp. Другие органические остатки в отложениях свиты не обнаружены, ее позднесилурийский (пржидол) возраст определяется по положению непосредственно под известняками датнинской свиты, охарактеризованной раннедевонским комплексом табулят.

Позднесилурийский возраст (лудлов–пржидол) объединенных свит определяется по положению в разрезе между нижнесилурийскими и нижнедевонскими отложениями.

Суммарная мощность рябининской и талынджинской свит – 650–950 м.

В бассейне р. Томмот на ГК-200 второго издания листа R-54-XXXIII, XXXIV [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020] отложения, соответствующие рябининской свите, закартированы как солорюнская толща, а вышележащие образования, соответствующие талынджинской свите, закартированы как юёлеская толща. Толщи были выделены при проведении ГМК [Аулов, 2006ф], отсутствуют в легенде серии, имеют незначительные отличия от рябининской и талынджинской свит, распространены на локальном участке, поэтому показаны как широко развитые по площади рябининская и талынджинская свиты.

### *Туостахский СР (I-1.2)*

В пределах Туостахского СР развита верхнесилурийская рябининская свита.

Рябининская свита ( $S_2rb$ ) согласно залегает на чибагалахской. Представлена она преимущественно доломитами, меньше известняками и доломитистыми известняками с прослоями аргиллитов и, редко, алевролитов. Доло-

миты серые сахаровидные массивные с отдельными пластами доломитов светло-серых мраморизованных, желто-бурых, красновато-бурых. Доломитами сложена средняя часть разреза свиты, внизу и вверху они переслаиваются с известняками. Известняки серые, светло-серые и черные массивные, реже полосчатые, редко органогенные с остатками строматопороидей и табулят плохой сохранности. Аргиллиты зеленовато-серые, черные и буровато-черные листоватые, вверху образуют пласты мощностью до 40 м, ниже встречаются в виде тонких прослоев в доломитах и известняках. Алевролиты встречаются только в виде маломощных прослоев в аргиллитах.

В известняках и доломитах из нижней части разреза свиты определены табуляты *Mesofavosites* sp. и брахиоподы? *Ancilotoechia* ex gr. *minerva* (Bar.) Найденные фаунистические остатки, по заключению Р. Е. Алексеевой, характерны для лудлова, возраст отложений датируется поздним силуrom, лудловом [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Видимая мощность рябининской свиты – до 895 м.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Согласно Верхояно-Колымской серийной легенде, нижнедевонские отложения относятся к Уяндино-Селенняхской СФЗ (I-1) Селеннях-Омулевской СФО (I). По литологическим признакам и фаунистическим характеристикам отложения расчленены на свиты, тесно связанные пространственно и согласными соотношениями в разрезе: датнинская, сагырская, неличенская, криворучьевская и герская. По условиям масштаба свиты показаны на карте объединенными. Девонские отложения наращивают разрез палеозоя и распространены там же, где силурийские.

### Селеннях-Омулевская СФО (I)

#### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

Датнинская, сагырская, неличенская, криворучьевская и герская свиты объединенные (D<sub>1</sub>dt÷gs).

*Датнинская свита* согласно залегает на силурийской талынджинской свите, граница постепенная, проводится по смене доломитов коралловыми известняками.

Свиту слагают известняки, часто битуминозные, переслаивающиеся с доломитистыми, органогенно-обломочными, содержащими остатки раковин брахиопод, остракод, колоний мшанок и табулят, с прослоями криноидных известняков, доломитов и глинистых известняков, на западе с редкими прослоями конгломерато-брекчий. Породы буровато- и коричневатого-серые, темно-серые до черных массивные, реже тонкослоистые, с четкой средне- и крупноплитчатой отдельностью.

Мощность свиты изменяется от 225 до 500 м, минимальная – на левобережье р. Инач и в верховьях р. Сакындя, максимальная – в верховьях рек Чибгалах и Агданья и на правобережье р. Сакындя.

В известняках свиты найдены остатки табулят *Favosites socialis* Sok. et Tes., *F. admirabilis* Dubat., *Favosites sibiricus* Peetz, *F. ex gr. terranovaе* Tchern.,

*F. virgosus* (Yanet), *F. pseudosocialis* Dubat., *F. hisingeri* Edw. et Haime, *Striatoporella* cf. *multiplierifera* Rukh., *Squameofavosites* (*Dictyofavosites*) *concentricus* (Ruch.), *Caliapora macroporosa* Dubat., строматопорат *Amphipora* ex gr. *ramosa* (Phill.), *Clathrodiction* aff. *chandyense* Riab.; брахиопод *Spinatrypa* aff. *margaritata* (Barr.) и конодонты *Ozarkodina remscheidensis* (Zieg.), *Oz. denckmani* (Zieg.), *Oz. laminiforma* Bar., *Oz. repetitor* (Carls et Gandl), *Oz. jakuticus* (Tar.), *Pelekysgnathus fedotovi* Sob., *P. politus* Tar., *Pandorinellina philipi* (Kl.), *Drepanodus* sp. На основании комплекса табулят и конодонтов отложения отнесены к лоховскому ярусу нижнего девона. Строматопораты и брахиоподы типичны для раннего девона [Альховик, Баранов, 2001; ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

*Сагырская свита* согласно перекрывает датнинскую, граница проводится по подошве тонкослоистых глинистых известняков и смене комплекса фауны.

В составе свиты преобладают известняки от светло-серых до темно-серых органогенно-обломочные и органогенные строматопорово-коралловые, иногда битуминозные массивные. В основании свиты и в ее верхах присутствуют пласты известняков глинистых темно-серых тонкопараллельнослоистых с прослоями известковистых алевролитов и аргиллитов черных тонкослоистых. От датнинской свиты сагырская отличается значительным разнообразием фаунистических сообществ. Наряду с строматопорово-коралловыми известняками присутствуют пласты, наполненные остатками гастропод, остракод, брахиопод, трилобитов и криноидей, а также прослой криноидных известняков. Для верхней части характерно присутствие пластов (до 1 м) строматопоровых (амфипоровых) известняков. Изредка в породах присутствуют кремнистые линзовидные включения. Фациальные изменения выражаются в сокращении на водоразделе рек Агданья–Чыбагалах и в бассейне верховьев р. Талындя органогенно-обломочных известняков за счет мелко-среднезернистых хемогенных.

Мощность свиты – 245–400 м, чаще 340–370 м.

В породах свиты собраны богатые комплексы фауны: брахиоподы: *Howellia prima* Aleks., *H. mercuriformis* Kulk., *H.* ex gr. *pauciplicata* (Waite), *Sulcicostula tichiensis* (Aleks.), *Gypidula pelagica* (Barr.), *G. dogdensis* Aleks., *G.* ex gr. *acutolobata* (Sandb.), *Strophochonetes indigiricus* Aleks., *Sibiritoechia lata* Aleks., *Desquamatia archaica* Bar., *Dubovikovia settedabanica* (Ržon.) и др.; табуляты: *Favosites socialis* Sok. et Tes., *F. admirabilis* Dubat., *F. kolyomensis* Tchern., *F.* cf. *forbesi* E. et H., *Squameofavosites frequens* Smirn., *Sq.* aff. *tarejaensis* Tchern., *Sq.* (*Dictyofavosites*) cf. *concentricus* (Rukh.), *Scoliopora inconstans* (Alkh.), *Striatoporella multiplierifera* Rukh., *Caliapora macroporosa* Dubat. и др.; ругозы: *Pseudoamplexus altaicus* (Dyb.), *Taimyrophyllum grande* (Din. in Bens.), *Cystiphyllum* (*Zonophyllum*) *nesterowskii* Peetz, *Microplasma compactum* (Krav.), *Papiliophyllum elegantulum* Stumm.; остракоды *Leperditia antiscalaris dalanica* Ab.; криноидеи *Cupressocrinites crassus* Goldf., *C. ovatus* Schew., *C. minor* Yelt., *Tetragonocyclicus indefinitus* J. Dubat. и конодонты *Vjaloviodus marinae* (Tar.), *V. proavusus* (Sob.), *Pandorinellina philipi* (Kl.), *P. exigua philipi* (Kl.), *Pelekysgnathus politus* Tar., *Pel. tikiensis* Tar., *Pel. klamathensis* Sav., *Pel. bardashewi* Gag, *Pel. fedotovi* Sob., *Panderodus unicostatus* (Br. et Mehl), *Pan. simplex* (Br. et Mehl).

Богатые комплексы табулят, ругоз принадлежат к сагырскому горизонту раннепражского возраста. Зональные формы конодонтов *Vjaloviodus marinae* (Tar.) и *V. proavusus* (Sob.) и брахиопод *Howellella prima* Aleks. и *Sulcicostula tichiensis* (Aleks.) уточняют раннепражскую датировку свиты [Альховик, Баранов, 2001; ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIII,XXIV, в издании; ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

*Неличенская свита* согласно залегает на сагырской, нижняя граница проводится по появлению углеродисто-глинистых известняков. Она отличается от нижележащих датнинской и сагырской значительным содержанием терригенной примеси и слоистым строением.

Свиту слагают известняки темно-серые до черных углисто-глинистые, глинистые и алевритистые с частыми прослоями пелитоморфных, органогенно-обломочных разностей со скоплениями члеников криноидей, мелких раковин брахиопод и остракод, остатками мшанок и наутилоидей, иногда с остатками тентакулитов и обугленными остатками растений (псилофитов). Отдельные пласты сложены органогенными строматопорово-коралловыми, иногда строматопоровыми (амфипоровыми) известняками. Часто известняки тонко чередуются с углисто-глинистыми и глинистыми сланцами. Все породы имеют повышенную битуминозность. Породы тонкопараллельнослоистые, с мелкоплитчатой отдельностью, известняки с массивной текстурой образуют пласты мощностью в 5–10 см. Фациальные изменения заключаются в преобладании глинистых сланцев и глинистых известняков черных слоистых мелкоплитчатых в бассейне верховьев р. Талындя.

Мощность неличенской свиты меняется от 200 до 350 м.

Наиболее представительные палеонтологические комплексы неличенской свиты выявлены в углисто-глинистых известняках: брахиоподы *Gracilotoechia sinuata* Bar., *Trigonorhynchia ventricosa* (Aleks.), *Taimyrrhynchus taimyricus* (Nikif.), *Schizophoria nevadensis* Merr., *Phragmastrophia merriami* Johns. et al., *Cortezorthis cortesensis* John., *C. chobotschalensis* (Aleks.), *Clorindina kuzbassica* Kulk., *Glossinulinirhynchia venusta* Bar., *Spinatrypa (Isospinatrypa) echinata* Bar., *Ludmilispirifer irregularis* (Nal.), *Taimyrrhynchus taimyricus* (Nikif.), *Svetlania rara* Bar., *Ujandinella remissiformis* Bar. и др.; табуляты: *Squameofavosites bohemicus* (Počta), *Alveolites krekovenski* (Du-bat.), *A. dissimilis* (Alkh.), *Coenites anastomosis* Miron., *Subcladopora(?) abnormis* Miron., *Pachypora cylindrica* (Tchern.), *Striatopora tschichatschewi* Peetz, *Scoliopora crassicaulis* (Dubat.); ругозы *Pseudoamplexus alaicus* (Dyb.), криноидеи *Cupressocrinus ovatus* Schew., *C. scaber* Schultz, *Cupressocrinites cf. abbreviatus* Goldf.; тентакулиты *Tentaculites* ex gr. *tragula* Wen., *Nowakia* sp.; конодонты: *Polygnathus pireneae* Boers, *P. dehiscens* Ph. et Jack., *Vjaloviodus taimyricus* (Kuzm.), *Pelekysgnathus klamathensis* Sav., *Pandorinellina philipi* (Kl.), *Icriodus sigmoidalis* Zieg., *Amydrotaxis privus* Bar., *Ozarkodina nataliae* Tar., *Panderodus simplex* (Br. et Mehl), *Pan. unicostatus* (Br. et Mehl), *Pseudooneotodus beckmanni* (Bisch. et Sann.), *Belodella resima* Phil., *B. devonica* (Stauf.)

Исходя из палеонтологической характеристики, неличенская свита датируется концом пражского – началом эмского веков раннего девона (неличенский горизонт, низы известковокарьерского) [Альховик, Баранов, 2001;

ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIII,XXIV, в издании; ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

*Криворучьевская свита* залегает согласно на неличенской свите; нижняя граница четкая, проводится по исчезновению прослоев углисто-глинистых известняков.

Свита представлена известняками, органогенно-обломочными, органогенно-детритовыми, реже пелитоморфными и мелкозернистыми, глинистыми и алевритистыми известняками, часто битуминозными. Преобладают крупные пачки массивных известняков серой, темно-серой, коричневато-серой, часто крупнопятнистой окраски; широко распространены копролитовые микрокомковатые разности известняков с обильными и разнообразными органическими остатками, в основном табулятами, ругозами и строматопоратами; в глинистых и алевритистых известняках помимо них в большом количестве встречаются раковины брахиопод, двустворок, остракод, членики криноидей и фрагменты трилобитов; в подчиненном количестве присутствуют алевритистые и глинистые известняки, часто криноидные. На западе, в бассейнах рек Чыбагалах и Агданья в верхних частях разреза появляются известняки доломитистые, иногда маломощные прослои конгломератобрекчий с галькой алевролитов и аргиллитов зеленоватых, красноватых, ракушняков красных. На востоке, в бассейне р. Хачимар, в известняках появляются редкие прослои черных известковистых аргиллитов, а в бассейне р. Эстериктях прослои известняков с четко выраженными текстурами подводного перемещения и оползания осадков.

Мощность свиты в стратотипическом разрезе на правом берегу р. Сакындя – 545 м, по площади она изменяется от 220 м (на водоразделе рек Инач и Сакындя) до 570 м в верховьях р. Сакындя и в бассейнах рек Чыбагалах и Агданья. На большей части территории мощность колеблется в пределах 250–400 м.

В отложениях свиты обнаружен богатый фаунистический комплекс: брахиоподы *Howellella yacutica* Aleks., *H. omulevskiensis* (Ržon.), *Spinatrypa* (*Iso-spinatrypa*) *spinosaeformis* (Khod.), *Sp. ex gr. margaritoides* Ržon., *Elythina salairica* Ržhon., *Atrypa ex gr. devoniana* (Webster), *At. ex gr. schandiensis* Ržhon., *Atryparia* (*Atryparia*) *subtrigonalis* (Biern.), *Abramovia pterioidea* Bar., *Pseudouncinulus selennjachensis* Bar., *Ps. grossus* Bar., *Selennjachia abaimovae* Bar., *Chalimia gracilis* Bar., *Elythina salairica* Ržon., *Stropheodonta ex gr. interstitialis* (Phill.), *Eoglossinotoechia aff. taimyrica* (Nik.), *Emanuella takwanensis* (Kays.); табуляты: *Favosites regularissimus* Yanet, *F. goldfussi* d'Orb., *F. fedotovi* Tchern., *Squameofavosites bohemicus* (Počta), *Placocoenites escharoides* (Stein.), *Alveolites krekovensis* (Dubat.), *Alveolitella karmakensis* (Tchern.), *Al. polenowi* (Peetz), *Pachypora cylindrica* (Tchern.), *Scoliopora crassicaulis* (Dubat.) *Sc. clara* (Yanet), *Egosiella kuznetskiana* (Tchern.), *Striatoporella vijaica* (Yanet), *Caliopora parva* (Kim), *Trypanopora symbiotica* Dubat. и др.; ругозы *Spongopora philoctetes* Crick., *Cystiphyllodes aggregatum* (Bil.), *Aphroelasma russakovi* (Spas. et Krav.), *Thamnophyllum tchumushense* Bulv. и др.; криноидеи *Cupressocrinus* Yelt.; конодонты: *Polygnathus gronbergi* Kl. et John., *P. dehiscens* Ph. et Jack., *P. perbonus* Ph., *P. serotinus* Telf., *Pandorinellina exigua* (Ph.), *Pan. ex-*

*pansa* Uyeno et Mas., *Ozarkodina carinthiacus* Schul., *Oz. steinhornensis miae* (Bult.), *Oz. nativa* Bar., *Pelekysgnathus klamathensis* Sav., *Vjaloviodus taimyricus* (Kuzm.), *Icriodus sigmoidalis* Zieg., *Belodella triangularis* (Stauf.), *B. devonica* (Stauf.), *Panderodus unicostatus* (Br. et Mehl), *Pandorinellina philipi* (Kl.), *Spathognathodus steinchornensis* Zieg.

Табуляты, брахиоподы, конодонты позволяют уверенно датировать свиту эмсом в пределах верхней части известковокарьерского и нижней части сахинского горизонтов [Альховик, Баранов, 2001; ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIII, XXIV; в издании, ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

Метасоматически измененные породы свиты являются благоприятной средой для золото-сурмяно-ртутной минерализации.

*Герская свита* согласно перекрывает криворучьевскую свиту, известна лишь в единичных небольших выходах на правобережье р. Инач, на правобережье р. Сакиндя в среднем течении (водоразделе с р. Сеймчан) и в верховьях р. Рюмкалах. Свита представлена красноцветными алевролитами и песчаниками параллельно- и косослоистыми с пластами бурых и зеленовато-серых мергелей неслоистых мелкоплитчатых [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

Мощность свиты – от 0 до 100 м.

По стратиграфическому положению и палеонтологическим находкам табулят *Alveolites krekovensis* (Dubat.), брахиопод *Howellella omulevskiensis* Ržop., конодонтов *Polygnathus serotinus* Telf. свита датируется концом эмса [Решения ... , 2009].

Раннедевонский возраст (лохковский–эмский ярусы) объединенных свит определяется находками фауны.

Мощность датнинской, сагырской, неличенской, криворучьевской и герской свит объединенных – от 890 до 1920 м.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

К этому возрастному интервалу относятся карбонатные отложения себечанской свиты в Нальчанском СР Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.

### Селеннях-Омулевская СФО (I)

#### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

##### Нальчанский СР (I-1.1)

Нальчанский СР занимает незначительный участок на левобережье р. Селеннях у южной рамки листа. В его пределах известна только себечанская свита.

Себечанская свита (D<sub>2sb</sub>) закартирована в небольшом тектоническом блоке в левом борту р. Селеннях у южной рамки площади. Небольшие выходы пород свиты известны в бассейне р. Чыбагалах и на р. Агданья, на

ГК R-54-XXXI,XXXII, 1985 первого издания они показаны как эйфельский, живетский и франкий ярусы [ГК R-54-XXXI,XXXII, 1985]. Породы представлены известняками черными органогенно-обломочными битуминозными, темно-серыми мелкозернистыми, буровато-серыми доломитистыми, реже доломитами, мергелями. В нижней части свиты преобладают известняки глинистые битуминозные, а в верхней части доломиты и доломитистые известняки. На ГК-200 R-54-XXXI,XXXII второго издания они были закартированы как пряникская свита [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

В отложениях свиты в разных местах собраны остатки брахиопод *Chonetes* aff. *sarcinulatus* (Schloth.), *Aulacella* ex gr. *eifeliensis* (Vern.), *Schizophria* ex gr. *striatula* (Schloth.), *Desquamatia* ex gr. *zonataeformis* Aleks.; ортоцератид *Orthoceras* cf. *marcellense* Vanuxem, *Orthoceras* cf. *kossvact* Tchern., *Cyrtoceras* cf. *depressum* Bronn.; табуляты *Thamnopora nicholsoni* (Frech.), *Gracilopora ninae* (Dubat.), *Cladopora* ex gr. *crassus* (Mc Coy); ругоз *Pachuphyllum* cf. *devoniense* Edw. et H., *Hexagonaria anna* (Whitf.), *Thamnophyllum tchumyshense* Bulv.; строматопорат *Gerronostroma* ex gr. *boucoti* Javor., криноидей *Hexacrinites* cf. *argutum* Yelt., *H. yumilicarinatus* Yelt., *Cupressocrinites crassus* Goldf., *C. abbrenatus* Goldf., *Antinocrinus floreus gigantus* Sisova; трилобитов *Waberpeltis bublitchenkovi* Z. Max., *Dechenella* sp.; На левобережье р. Селеннях найдены конодонты *Polygnathus* aff. *dubius* Hinde и *Icriodus* sp.

Брахиоподы и табуляты характерны, по мнению Т. С. Альховик и В. В. Баранова, для живетского яруса. Конодонты распространены, по мнению В. П. Тарабукина, в отложениях того же возраста [Решения..., 2009; ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

На основании комплекса фауны возраст свиты датируется живетом.

Мощность свиты оценивается в 300–350 м.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

К этому возрастному интервалу относятся терригенно-карбонатные отложения в Четляунской СФПЗ Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.

### Селеннях-Омулевская СФО (I)

#### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

##### Четляунская СФПЗ (I-1.3)

Четляунская СФПЗ протягивается полосой северо-восточного направления от верховьев р. Сакындя до бассейна р. Хатынгнах (реки Рюмкалах, Нонгондя, Хачимар). В ее пределах развиты средне-верхнедевонские себечанская и четляунская свиты объединенные.

Себечанская и четляунская свиты объединенные ( $D_{2-3sb} + \dot{c}t$ ).

Себечанская свита залегает на эмской криворучьевской, реже герской со стратиграфическим несогласием, с линзами базальных конгломератов.

В бассейнах рек Инач и Сакындя в составе свиты преобладают известняки мелко-среднезернистые органогенно-обломочные (брахиоподовые и кораллово-строматопоровые) серые и светло-серые массивные, характерно присутствие пачек брахиоподовых ракушечников, наполненных створками и целыми раковинами; в подчиненном количестве присутствуют алевролитистые и доломитистые известняки от темно- до светло-серых слоистые и массивные. В бассейнах рек Рюмкалах и Хачимар основную часть свиты слагают известняки мелко-среднезернистые серые и темно-серые массивные или комковатые, чередующиеся с пластами органогенно-обломочных (кораллово-строматопоровых, остракодовых), песчанистых и доломитистых известняков серого, темно-серого и коричневатого-серого цветов со слойками (до 5 мм) известковистых аргиллитов или известково-глинистых сланцев. В бассейне р. Гусиная в разрезе свиты участвуют прослои гравелитов мощностью 2,5–5 м.

Базальные известняковые конгломераты образуют линзовидные горизонты (50–150 м) в бассейнах рек Инач и Сакындя и 10–20 м в бассейнах рек Рюмкалах и Хачимар. Гальки в конгломератах различного размера и разной степени окатанности, в составе галек преобладают различные известняки, реже аргиллиты и красноцветные песчаники. Цемент карбонатный серого или розовато-серого цвета. В конгломератовых горизонтах присутствуют пласты песчанистых известняков параллельно- или косослоистых, также с преобладанием карбонатного обломочного материала. Конгломератовые горизонты фациально замещаются известняками.

Мощность свиты варьирует от 350 до 500 м.

В известняках присутствуют остатки брахиопод *Chascothyris salairica* Ržon., *Schizophoria* ex gr. *striatula* (Schloth.), *Stringocephalus burtini* Defr., *Denckmanella demesi* (Holz.), *Emanuella takwanensis* (Kays.), *Spinatrypa* ex gr. *aspera* (Schloth.), *Newberria gigantea* Bar. et Blodgett, *Omolonina antiqua* Aleks., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Gypidula* sp., *Schizophoria* sp., *Stropheodonta* sp., в том числе стрингоцефалид *Geraranocephalus* cf. cf. *inopinus* Crick., *Chascothyris* cf. *tshernyschewi* Holz.; табуляты: *Thamnopora bublichenkoi* Dubat., *Th. polyforata* (Schloth.), *Th. nicholsoni* (Frech.), *Th. cf. reticulata* (Blainv.), *Fainella kokscharskajae* (Dubat.), *Favosites* sp., *Chaetetes* sp., *Syringopora* sp.; ругоз *Hexagonaria* ex gr. *hexagona* Goldf.; криноидей *Bicostulatocrinus circumvalastus* Yelt., *Anthinocrinus* cf. *quingueangularis* I. Dubat., *Hexacrinites* cf. *kartzevae* Yelt. et I. Dubat.; строматопорат *Amfipora ramosa* var. *minor* Riab., *Paramphipora* aff. *agreste* Khrom., *Syringostroma*(?) sp.; конодонтов *Polygnathus xylus* St., *P. varcus* St., *P. pseudofoliatius* Witt., *Icriodus expansus* Br. et Mehl, *Icr. difficilis* Zieg., Kl. et Mehl, *Icriodus* cf. *eslaensis* Boog. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Брахиоподы, табуляты и конодонты определяют среднедевонский (живетский) возраст свиты.

*Четляунская свита* залегает согласно на себечанской. Свита сложена чередующимися известняками мелко-среднезернистыми, алевролитистыми, песчанистыми и органогенно-обломочными с остатками брахиопод, строматопорат, криноидей, реже табуляты, известковистыми алевролитами и песчаниками. Цвет пород от светло-серого до темно-серого, в отдельных прослоях желтовато-серый. Известняки мелко-среднезернистые и органогенно-обломочные массивные, песчанистые и алевролитистые известняки, известковистые



алевролиты и песчаники параллельнослоистые. На левобережье р. Инач (бассейн р. Четляун) и на правобережье верховьев р. Сакундя в нижней половине свиты встречаются линзовидные горизонты (до 20 м) известняковых конгломератов и гравелитов серых и коричневатого-серых с прослоями (0,2–0,5 м) песчаных и алевритистых известняков, брахиоподовых ракушечников и известняков углисто-глинистых криноидных битуминозных черных.

Мощность свиты – 350–400 м.

Из пород свиты определены брахиоподы *Mucrospirifer novosibiricus* (Toll), *Hypothyridina* aff. *emmondi* H. et. Whil., *Spinatrypa* sp.; табуляты *Scoliopora denticulata* E. et H.; фораминиферы *Archaeosphaera minima* Sul., *Irregularia longa* Konor., *Caligella* sp., *Earlandia* sp., *Bisphaera* sp.; конодонты *Mesotaxis asymmetricus* (Bish. et Zieg.), *Mes. costalliformis* (Ji), *Polygnathus dubius* Hinde, *P. pennatus* Hinde, *P. robustus* Kl. et Lane, *P. normalis* Mill. et Young., *P. decorosus* St., *P. aequalis* Kl. et Lane, *P. politus* Ovn., *Icriodus symmetricus* Br. et Mehl., *Ancyrodella binodosa* Uyeno, *Pandorinellina insita* St., *Ozarkodina gradatus* (Young.), *Palmatolepis gigas* Mill. et Young. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Брахиоподы и конодонты определяют позднедевонский (франский) возраст свиты.

Средне-позднедевонский (живет–фран) возраст свит определяется находками брахиопод, табулят и конодонтов.

Мощность себечанской и четляунской свит объединенных – от 700 до 900 м.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К этому возрастному интервалу относятся терригенно-карбонатные отложения в Четляунской СФПЗ Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.

### Селеннях-Омулевская СФО (I)

#### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

##### Четляунская СФПЗ (I-1.3)

В пределах Четляунской СФПЗ развиты юркинская свита и северосеймчанская толща объединенные.

Юркинская свита и северосеймчанская толща объединенные (D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>jur + ss).

*Юркинская свита* согласно залегает на четляунской. Свиту слагают известняки глинистые и пелитоморфные темно-серые слабобитуминозные массивные и комковатые мелко-среднеплитчатые, чередующиеся с известковистыми алевролитами, известково-глинистыми и глинистыми сланцами черными тонкослоистыми. Редкие маломощные прослои образуют органогенно-детритовые известняки криноидные, иногда с детритом брахиопод, ограниченные четкими контактами. В верхней части присутствуют кремнисто-

глинистые сланцы и фтаниты, заключающие немногочисленные раковинки радиолярий и спикулы губок. Фациальные отличия свиты заключаются в преобладании известково-глинистых, глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и фтанитов над известняками на левобережье р. Инач.

Мощность свиты – 350–390 м.

В известняках юркинской свиты обнаружены брахиоподы *Cyrtospirifer* sp. и конодонты: *Palmatolepis triangularis* Sann., *Pa. minuta minuta* Br. et Mehl, *Pa. regularis* Coop., *Pa. crepida* Sann., *Pa. quadrantinodosalobata* Sann., *Pa. glabra prima* Zieg. et Hudd., *Pa. rhomboidea* Sann., *Pa. schindewolffi* Mull., *Pa. poolei* Sand. et Zieg., *Pa. distorta* Br. et Mehl, *Pa. inflexoidea* Zieg., *Polygnathus semicostatus* Br. et Mehl, *P. politus* Ovn., *P. perplexus* Th, *P. normalis* Mil. et Young., *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), *N. communis communis* (Br. et Mehl), *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl), *Siphonodella quadruplicata* (Br. et Mehl), *Pseudopolygnathus triangulus* Voges, *Icriodus* cf. *costatus* (Th.); Конодонты определяют фаменский–раннетурнейский возраст свиты.

*Северосеймчанская толща* залегает на глинистых известняках и кремнисто-глинистых сланцах юркинской свиты с резкой согласной границей.

Толща имеет двучленное строение. Нижнюю часть (до 200 м) слагают известняки органогенно-обломочные и мелко-среднезернистые серые, светло-серые массивные с крупноплитчатой и глыбовой отдельностью с нечетко проявленной слоистостью. В органогенных разностях присутствуют скопления криноидей, брахиопод, встречаются ругозы, редко – табуляты. Характерно присутствие в некоторых горизонтах кремнистых стяжений. В отличие от карбонатных пород девона, известняки северосеймчанской толщи имеют обломочную составляющую, сложенную разнообразными органическими остатками и терригенными породами слабосортированными, неокатанными, почти не содержащими цементирующую массу. В мелкозернистых разностях присутствуют скопления карбонатных сфер органического происхождения, обрывки водорослей рода *Girvanella*.

Верхнюю часть (до 230 м) толщи слагают вулканогенные образования: базальтовые лавы, разнообломочные туфы, лавобрекчии и гиалокластиты основного состава, а также туфоалевролиты. В разрезах обычно чередование лав и пирокластических образований в разных соотношениях.

Базальты массивные и миндалекаменные с шаровой отдельностью (размер шаров – до 45 см). Структура пород афировая и мелкопорфировая.

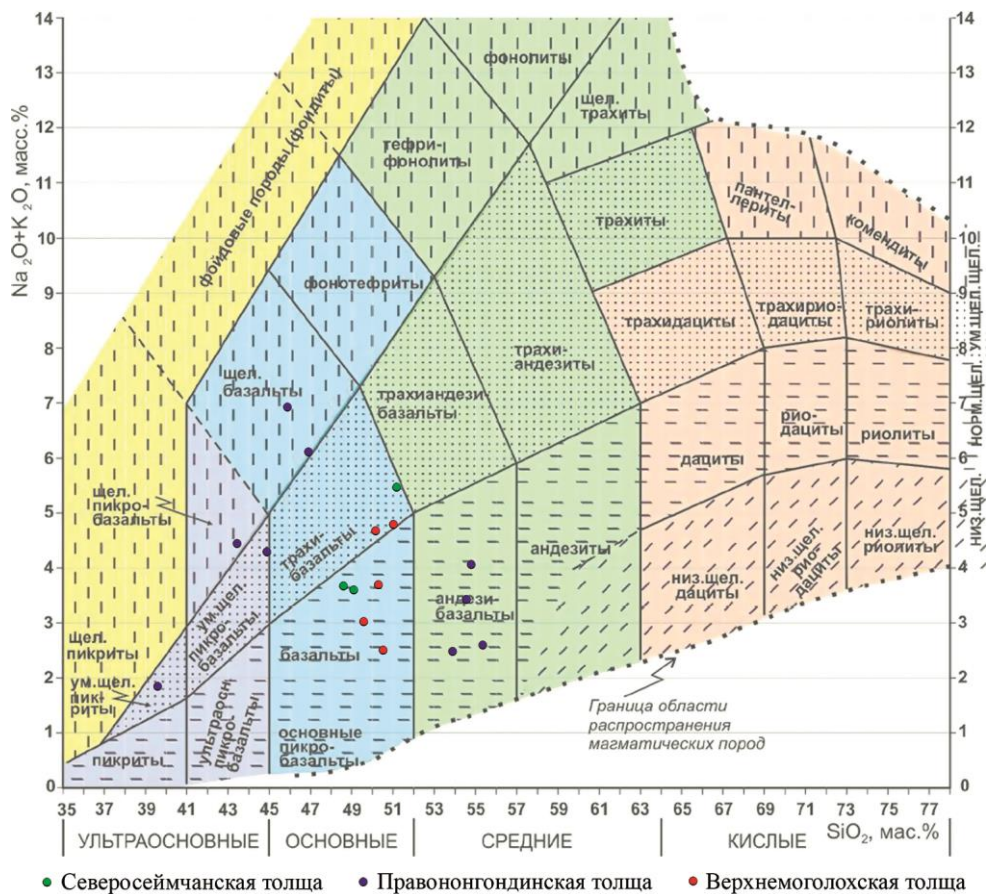
Афировая структура наблюдается в миндалекаменных базальтах. Они сложены хлоритизированным, эпидотизированным бурым стеклом с реликтовой вариолитовой структурой, в котором беспорядочно распределены таблички альбитизированного плагиоклаза. Миндалины выполнены хлоритом и гранобластовым кварцем [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Мелкопорфировая структура наблюдается и в миндалекаменных, и в массивных базальтах. Среди этих пород широко развиты оливиновые разности. Вкрапленники минералов (оливина, возможно также пироксена) полностью замещены, их размер – до 1 мм. Основная масса интерсертальной микроструктуры состоит из табличек щелочного полевого шпата и агрегатов клинопироксена. Редкие округлые миндалины заполнены хлоритом и карбонатом. Вторичные минералы – хлорит, эпидот, сфен (лейкоксен), карбонат.

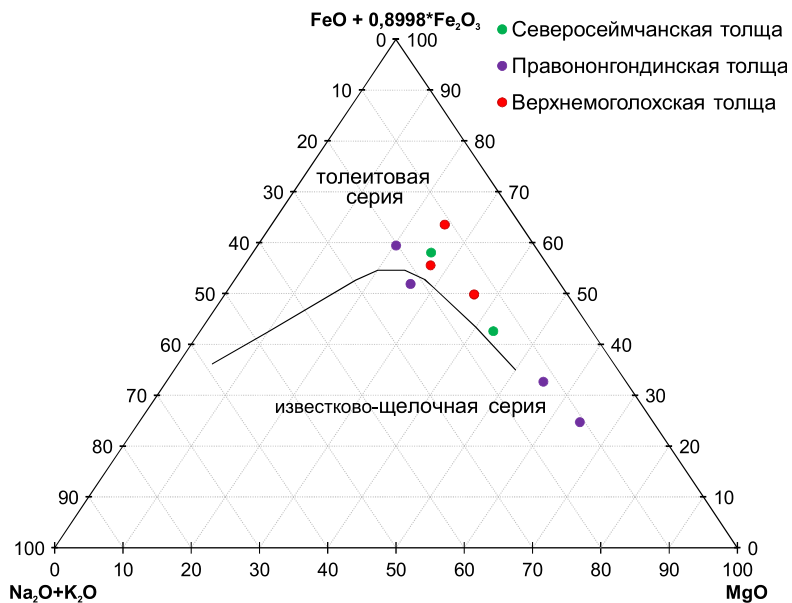
Туфы того же состава включают обломки базальтов со значительными вариациями их количества и размеров, заключенных в пепловом субстрате.

Гиалокластиты базальтов отличаются обильным карбонатно-вулканическим цементом. Гиалокласты размером от долей миллиметра до 3 мм замещены почти изотропным хлоритом, микрозернистым кварцем (с розетками сфена и редкими гнездами эпидота с рудным минералом) [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

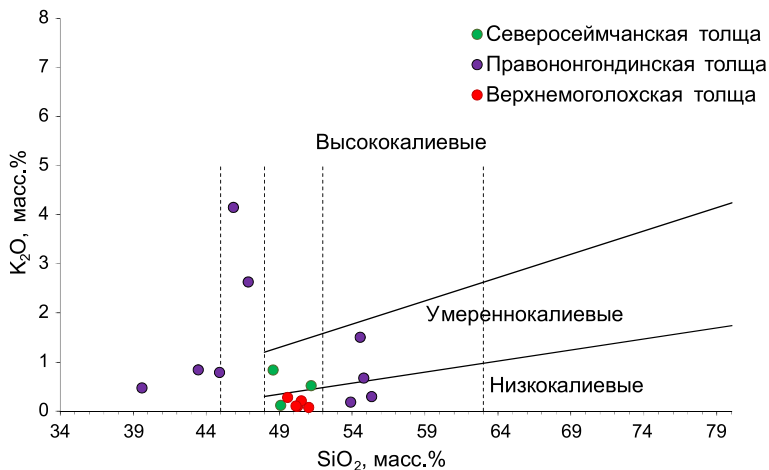
По химическому составу эффузивы северосеймчанской толщи относятся к основным породам нормально-щелочного ряда (базальтам) (рис. 2) натриево-го и калиево-натриевого типов щелочности и умереннощелочного ряда (трахибазальтам) натриевого типа щелочности. Породы принадлежат к толеитовой петрохимической (рис. 3) и умереннощелочной сериям. По содержанию калия породы относятся к умеренно- и низкокалиевым (рис. 4), по коэффициенту глиноземистости крайне высокоглиноземистые.



**Рис. 2.** Северосеймчанская, правнонгондинская и верхнемоглохская толщи на диаграмме щелочности–кремнекислотности для эффузивных пород [Петрографический кодекс, 2008].



**Рис. 3.** Северосеймчанская, правноногондинская и верхнемоголохская толщ на тройной диаграмме AFM в весовых процентах с нанесенной линией Ирвинга [Irvine and Baragar, 1971].



**Рис. 4.** Северосеймчанская, правноногондинская и верхнемоголохская толщ на диаграмме разделения магматических пород на низкокальциевые, умереннокальциевые и высококальциевые семейства [Петрографический кодекс, 2008].

Мощность северосеймчанской толщи – 350–430 м.

Карбонатная составляющая толщи содержит конодонты *Gnathodus delicatus* Br. et Mehl, *Gn. cuneiformis* Mehl et Th., *Gn. typicus* Coop., *Gn. semiglaber* Bisch., *Neopolygnathus communis communis* (Br. et Mehl), *Pseudopolygnathus triangulus* Voges, *Cavusgnathus cf. unicornis* Young. et Mill., *Paragnathodus commutatus* (Br. et Mehl), *Clydagnathus cavusformis* Rh., Aust. et Dr., *Bispathodus spinulicostatus* (Br.), *B. stabilis* (Br. et Mehl), *Apathognathus* sp., *Clydagnathus* sp., и фораминиферы *Eoendothyra communis* (Raus.), *Endothyra tuberculata* (Lip.), *E. latispiralis* (Lip.), *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Septobrunsiina aff. minuta* (Lip.), *Paleospiroplectammia guttula* (Malakh.), *Tetrataxis aff. paraminima* Viss. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

По конодонтам возраст толщи раннекаменноугольный (поздний турне). Комплекс фораминифер, по заключению Т. Н. Исаковой, не древнее поздне-турнейского и не моложе ранневизейского времени. Фораминиферовый комплекс и конодонты определяют поздне-турнейский возраст толщи.

Возраст объединенных юркинской свиты и северосеймчанской толщи – поздний девон (фамен) – ранний карбон (турне).

Мощность объединенных юркинской свиты и северосеймчанской толщи – 700–820 м.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Среди каменноугольных известны образования нижнего, среднего–верхнего и нижнего–верхнего отделов.

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К раннекаменноугольному возрастному интервалу относятся карбонатные отложения, которые развиты в Четляунской СФПЗ Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.

#### Селеннях-Омулевская СФО (I)

##### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

##### Четляунская СФПЗ (I-1.3)

В Четляунской СФПЗ развита нижнекаменноугольная гусиная толща.

Гусиная толща (С<sub>gn</sub>) вскрывается в двух тектонических окнах на р. Гусиная и левом притоке р. Нонгондя (р. Сыттах).

В составе толщи преобладают однородные серые известняки мелко- среднезернистые и органогенно-обломочные массивные, в отдельных пластах с обильными остатками брахиопод, криноидей и фораминифер. По притоку р. Нонгондя среди известняков присутствуют пласты кремнистых аргиллитов. Видимая мощность толщи в низовьях р. Гусиная определена в 20 м, на притоке р. Нонгондя – не менее 240 м [ГК R-54-XXIII, XXIV, 1980].

В толще выявлены брахиоподы *Avonia* cf. *minima* (Tolm.), *Tomiproductus elegantulus* (Tolm.), *Marginatia* ex gr. *burlingtonensis* (Hall), *Unispirifer ussiensis* (Tolm.), *Antiquatonia* aff. *insculpta* (M.-W.), *Torynifer* cf. *cooperensis* (Swallow); фораминиферы *Tetrataxis eominima* Raus., *Archaedescus krestovnikovi krestovnikovi* Raus., *A. tiksiniensis* Sossip., *A. pauxillus* Schlyk., *Planoarchaediscus* cf. *brunsiiformis* Sossip., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., которые уверенно датируют ее в интервале конца турнейского–начала визейского веков раннего карбона (неруинского надгоризонта). Этому не противоречат криноидеи *Stomiocrinus* cf. *permiensis* Yakovlev, *Pentagonocyclicus* ex gr. *virgalensis* Sisova более широкого возрастного диапазона [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Видимая мощность гусиной толщи – до 240 м.

## СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

К среднему–верхнему отделам принадлежит правононгондинская толща Четляунской СФПЗ Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.

### Селеннях-Омулевская СФО (I)

#### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

##### Четляунская СФПЗ (I-1.3)

Правононгондинская толща (C<sub>2-3pn</sub>) вскрывается в пяти изолированных тектонических блоках в верховьях р. Эликчян, по рекам Нонгондя, Гусиная, Рюмкалах, на левобережье р. Хатынгнах. Соотношения с более древними и более молодыми отложениями всюду тектонические, лишь на левобережье р. Хатынгнах толща несогласно перекрывается вулканитами раннемеловой джахтардахской свиты. Правононгондинская толща составляет правононгондинский осадочно-вулканогенный комплекс.

Толща неоднородна по составу и фациально изменчива. По р. Нонгондя, где она представлена наиболее полно, ее нижняя половина (до 320 м) сложена вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями, верхняя (до 280 м) – глинисто-кремнистыми отложениями с редкими покровами базальтов, прослоями осадочно-вулканогенных образований.

Вулканогенная часть толщи представлена базальтами, преимущественно стекловатыми (гиалобазальтами) и пикробазальтами, а также их туфами, лавобрекчиями, чередующимися с туфоконглобрекчиями, туфоконгломератами, туфогравелитами и туфопесчаниками темными, зеленовато-серыми массивными неяснослоистыми. Породы лав массивные или миндалекаменные, с плитчатой или шаровой отдельностью. Иногда в центральных частях покровов наблюдаются хорошо раскристаллизованные разновидности, близкие к долеритам. Лавобрекчии состоят из разноразмерных обломков стекловатых базальтов и цементирующего их вулканического стекла, часто хлоритизированного и карбонатизированного. В туфах и туффитах обломки и лапилли также представлены базальтами. В туфоконгломератах, туфогравелитах и туфопесчаниках обломки базальтов имеют различную степень окатанности,

в незначительном количестве отмечаются обломки карбонатных пород. Изредка в туфогенных породах присутствуют остатки мшанок, фораминифер и брахиопод, в единичных прослоях они образуют скопления раковин хорошей сохранности.

*Базальты* – породы с интерсертальной или микролитовой, участками гиалопилитовой структурой состоят из беспорядочно ориентированных микролитов плагиоклаза. Фенокристаллы моноклинного пироксена и оливина (5–10%) иногда образуют гломеропорфиновые сростки. Интерстиции выполнены замещающими стеклом хлоритом или карбонатом с вкрапленностью лейкоксенизированного рудного минерала, иногда альбитом. В миндалекаменных базальтах крупные поры по периферии выполнены хлоритом, в центре – кальцитом или опалом, мелкие – кальцитом. Реже базальты обладают интерсертальной структурой и состоят из беспорядочно ориентированных таблитчатых кристаллов и табличек плагиоклаза длиной до 2–5 мм (30–35%), промежутки между которыми выполнены пироксеном (20–25%) и титаномагнетитом (10–15%). В наиболее раскристаллизованных разностях, наблюдающихся в центральных частях покровов, содержание пироксена возрастает до 35%; количество стекла в интерстициях сокращается до 5–10%.

*Гиалобазальты* стекловатые, с гиалиновой или гиалопилитовой структурой, нередко пористые, стекло зеленоватое или черное сидеронитовое.

*Пикробазальты* – порфировые с микролитовой, участками гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники (30–35%) представлены серпентинизированным оливином и зональным титан-авгитом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, погруженных в буроватое стекло с тонкой вкрапленностью неправильно-изометричных выделений рудного минерала. Темноцветные минералы в базальтоидах часто замещены карбонатом, хлоритом, волокнистым амфиболом; плагиоклаз сосюритизирован и карбонатизирован, титаномагнетит лейкоксенизирован и содержит пластинчатые вроски ильменита.

*Туфы базальтов* состоят из неправильно-изометричных, округлых, реже причудливой формы разноразмерных обломков базальтов (80–60%) и монокристаллического карбоната (15%). Цемент (от 5–10 до 20–25%) контактово-порový, представлен бесцветным стеклом основного состава, реже кристаллическизернистым кальцитом.

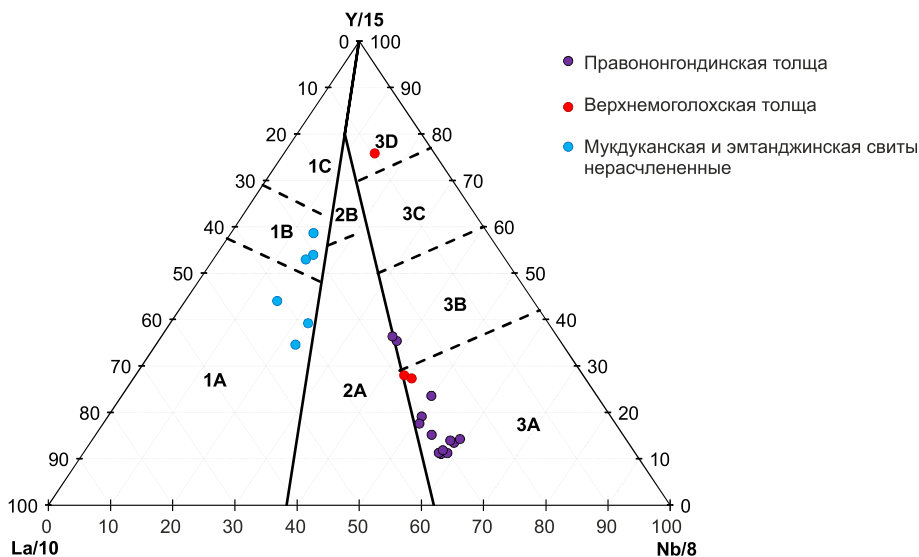
*Пепловые туфы* лито-кристаллолитокластические (гиалокластиты) сложены мелкими обломками прозрачного вулканического стекла неправильной, уплощенной, рогульчатой формы, иногда образующего вытянутые линзочки с расщепленными окончаниями. В незначительных количествах присутствуют обломки полевых шпатов, редко – кварца. Цементирующая масса – перекристаллизованное вулканическое стекло, частично кремнистое вещество и кальцит.

*Туфоконгломераты, туфогравелиты и туфоконглобрекчи* состоят из сцементированных обломков и лапиллей базальтов. В виде единичных зерен встречаются обломки клинопироксена, бурой роговой обманки и плагиоклаза. Обломки неправильной, часто удлиненной формы с неровной поверхностью; острые углы слегка закруглены. В отличие от них, лапилли имеют округленную форму с зонками закалывания в виде каемок перекристаллизо-

ванного стекла и прилегающей оторочкой кальцита. Изредка встречаются также карбонатные обломки с остатками фауны, в основном мшанок. Цемент типа соприкосновения или порово-пленочный, составляющий до 15–20 % объема породы, кремнисто-пепловый, участками кальцитовый. По составу, слабой сортировке и почти полному отсутствию окатанности обломков породы близки к тефроидам – продуктам переноса и осаждения выбросов вулканического материала в водной среде [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

По химическому составу лавы отвечают умереннощелочным пикритам и пикробазальтам, щелочным пикробазальтам и базальтам, а также породам нормальной щелочности – аднезизабазальтам (рис. 2). Пикриты обладают калиево-натриевым типом щелочности, пикробазальты – натриевым, базальты – калиево-натриевым, аднезизабазальты – в основном натриевым, а также калиево-натриевым. Умереннощелочные пикриты и пикробазальты низкоглиноземистые, остальные породы умеренноглиноземистые, все породы умеренно- и низкокалиевые (рис. 4). Эффузивы принадлежат к щелочной, умереннощелочной и толеитовой (рис. 3) петрохимической серии.

На дискриминационной диаграмме La-Y-Nb для базальтов (рис. 5) вулканисты толщи располагаются большей частью в поле щелочных базальтов внутриконтинентальных рифтов, единичные значения – в поле E-типа базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ) обогащенных.

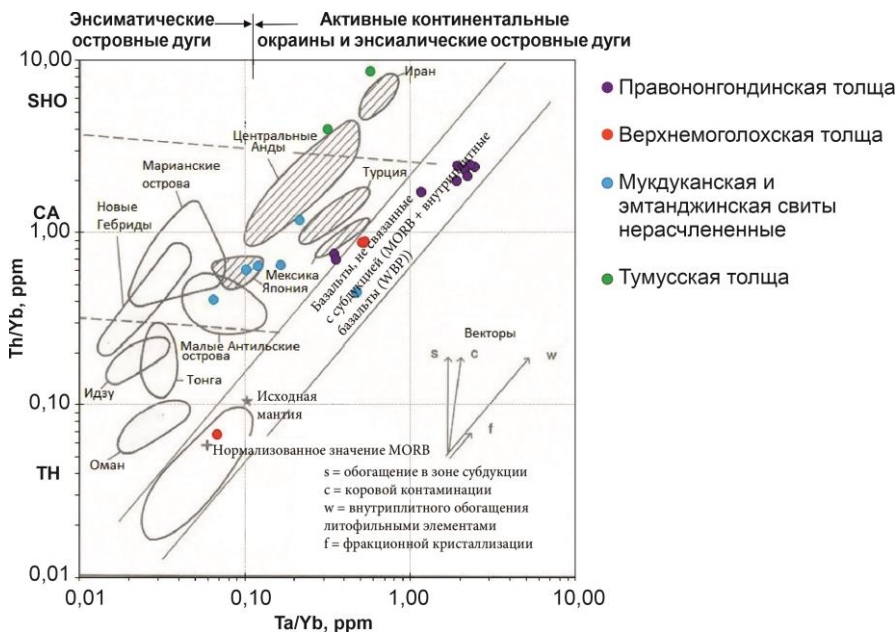


**Рис. 5. Правноногондинская и верхнемоглохская толщи, мукдуканская и эмзанджинская свиты нерасчлененные на дискриминационной диаграмме La-Y-Nb для базальтов [Cabanis, Lecolle, 1989].**

1 – базальты вулканических дуг (1А – известково-щелочные базальты; 1С – островодужные толеиты; 1В – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты (2А – континентальные базальты; 2В – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3А – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3В, 3С – E-тип MORB; 3В – обогащенные; 3С – слабо обогащенные; 3D – N-тип MORB).



На дискриминационной диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 6) вулканиты толщи располагаются в общем поле для внутриплитных базальтов и базальтов СОХ. Вероятнее всего, породы толщи образовались при внутриконтинентальном рифтогенезе.

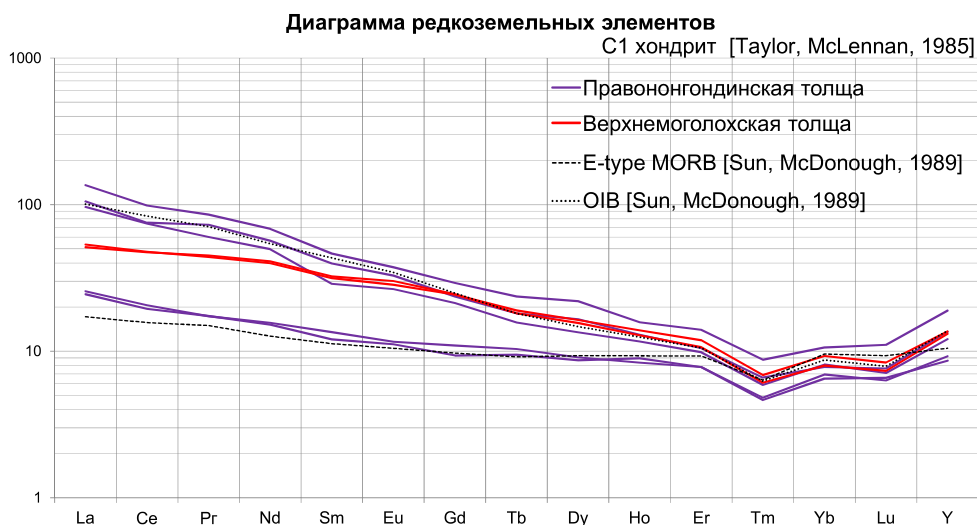


**Рис. 6. Правноногондинская и верхнемоголохская толщи, мукдуканская и эмтанджинская свиты нерасчлененные, тумусская толща на дискриминационной диаграмме Th/Yb-Ta/Yb для базальтов различных геодинамических обстановок [Pearse, 1983].**

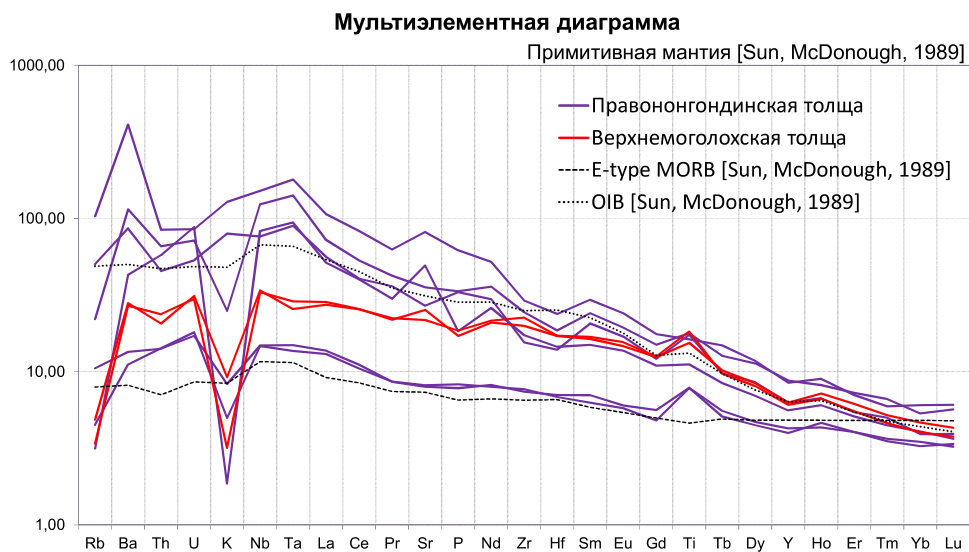
Векторы показывают влияние следующих факторов: обогащения в зоне субдукции (s), коровой контаминации (c), внутриплитного обогащения литофильными элементами (w), фракционной кристаллизации (f).

На диаграмме редкоземельных элементов (рис. 7) спектры распределения базальтов свиты имеют положительный наклон, породы обогащены легкими ПЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 5,47 - 24,52$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым ПЗЭ ( $La/Sm = 3,02 - 5,60$ ;  $Gd/Yb = 1,43 - 3,75$ ). Породы обогащены ПЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 74,13 - 393,36$  ppm выше, чем у EMORB ( $\Sigma REE = 71,09$  ppm [Sun, McDonough, 1989]) и сопоставима с OIB ( $\Sigma REE = 227,96$  ppm [Sun, McDonough, 1989]).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 8) породы комплекса имеют распределение элементов с положительными аномалиями по Ba, Nb, Ta, Sr и отрицательными Rb, K. Наличие положительной Ta-Nb аномалии свидетельствует о высоких температурах и давлениях генерации первичных магм из обогащенного источника в рифтогенных геодинамических условиях магматизма [Короновский и др., 2011].



**Рис. 7.** Правононгондинская и верхнемоголохская толщи на диаграмме спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985].



**Рис. 8.** Правононгондинская и верхнемоголохская толщи на мультиэлементной диаграмме, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989].

Выше вулканогенной пачки, частично с фациальными переходами, залегают вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения с преобладанием фтанитов и кремнистых аргиллитов темно-серых до черных, чередующихся с покровами базальтов, прослоями их средне- и мелкообломочных туфов, туфоалевролитов и пепловых туффитов. На выветрелой поверхности породы часто полосчатые с чередованием черных и светло-серых прослоев. В верхней части присутствуют линзовидные прослои известняков среди мелкообломочных туфов и туффитов.

Суммарная видимая мощность правононгондинской толщи по р. Нонгондя – 460–570 м.

По р. Гусиная фрагмент толщи представлен известняковыми конгломератами и туфоконгломератами с покровом (0,8 м) оливиновых базальтов. В верхней части залегают горизонт известняков. Видимая мощность отложений здесь не превышает 20 м.

В верховьях р. Эликчан (гора Крест-Тас) в составе правононгондинской толщи преобладают туфоалевролиты, алевролиты слабоизвестковистые, в подчиненном количестве присутствуют кремнистые аргиллиты и фтаниты, заключающие редкие раковинки радиолярий плохой сохранности. Видимая мощность толщи здесь оценивается в 200–300 м.

На левобережье р. Хатынгах в толще содержится меньшее количество базальтов и они почти полностью отсутствуют в обломочной части конглобрекчий. Видимая мощность нонгондинской толщи здесь 300–400 м.

На р. Куобах, левом притоке верховьев р. Рюмкалах встречены обломки базальтов и известняков мелкозернистых серых и темно-серых. В известняках заключены брахиоподы *Krotovia* ex gr. *tuberculata* Moell., *Anidanthus dicksoni* Einor, *Liosotella septentrionalis* Tschern., *Balakhonia settedabanica* Abr., *Spiriferella* ex gr. *turusica* Tschern., фораминиферы *Syzrania* cf. *confusa* Reitl., *Endothyra* ex gr. *mosquensis* Reitl., *E.* cf. *baschkirica* Moros., *Monotaxinoides transitorius* Brazhn. et Yarz., *Tetrataxis* sp. indet, *Globivalvulina* sp. indet). По заключению В. И. Устрицкого и М. Ф. Соловьевой, эти комплексы свидетельствуют о средне-позднекаменноугольном возрасте отложений [ГК R-54-XXIX, XXX, 1979; Самусин, 1972ф].

Из туфов в разрезе по р. Нонгондя собраны брахиоподы *Sowerbina* aff. *praetimanica* Barkh., *Linoproductus drabkini* Zav., *Neospirifer pogrebovi* Zav., *Taimyrella pseudodarwini* (Einor), *Brachythyrina* cf. *sibirica* Tschern.; в известковистых туфогравелитах содержатся мшанки *Tabuliporasp.*, *Fenestella* sp., *Polypora* sp., *Reteporidra* sp. По р. Гусиная в известняках встречены фораминиферы *Glomospira* sp., *Tetrataxis eominima* Raus., *T. scutiformis* Rot., *T.* cf. *media* Viss. Брахиоподы, по заключению В. Г. Ганелина, характерны для позднекаменноугольного пареньского горизонта, фораминиферы, по мнению А. А. Герке, также характеризуют пареньский надгоризонт позднего карбона. Не исключен и более древний, среднекаменноугольный возраст этого фораминиферового комплекса [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; R-54-XXIX, XXX, в издании].

На основании фаунистических остатков возраст правононгондинской толщи определен средне-позднекаменноугольным.

Видимая мощность толщи достигает 570 м.

## НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Образования нижнего–верхнего отделов закартированы в Тирехтях-Намысахском СР и Моголохской СФПЗ Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.

### Селеннях-Омулевская СФО (I)

#### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

##### Тирехтях-Намысахский СР (I-1.2)

Тирехтях-Намысахский СР протягивается узкой субмеридиональной полосой вдоль правобережья р. Тирехтях и в северо-восточном направлении по левобережью р. Уяндина от устья р. Тирехтях до верховьев р. Дяхтардах. В его пределах к нижнему–верхнему отделам каменноугольной системы относятся уроничанская, правотирехтяхская и дякычанская толщи объединенные.

Уроничанская, правотирехтяхская и дякычанская толщи объединенные (С<sub>1-3</sub>urf<sup>±</sup>dk).

Уроничанская толща имеет тектонические контакты с ордовикскими, девонскими, пермскими, триасовыми и юрскими отложениями.

В составе толщи резко преобладают фтаниты и кремнисто-глинистые сланцы темно-серые до черных неслоистые и тонколинзовидно- или параллельнослоистые, в отдельных горизонтах они чередуются с пепловыми туффитами линзовиднослоистыми зеленовато-серой окраски. В этих породах встречаются редкие линзы (до 5 см) перекристаллизованных известняков темно-серых и известковые конкреции, в верхней части присутствуют пласты (от 0,5 до 20–50 м) органогенно-обломочных известняков. Выше известняков среди фтанитов залегает маломощный (до 1 м) пласт гиалокластитов основного состава.

Мощность толщи – 400–450 м.

В органогенно-обломочных известняках присутствует богатый комплекс фаунистических остатков: фораминиферы *Palaeospiroplectamina guttula* (Malakh.), *P. ex gr. tchernyshinensis* (Lip.), *Eotextularia aff. diversa* (N. Tchern.), *Septabrunsiina aff. sibirica* Bogush, *Pseudoplanoendothyra ex gr. rotayi* (Dain), *Endothyra (Latiendothyra) ex gr. latispiralis* (Lip.), *Tetrataxis aff. paraminima* Viss., *T. aff. media* Viss., и др., *Plectogyrina aff. admirabilis* Leb., *Earlandia vulgaris* (Raus.); конодонты *Gnathodus delicatus* Br. et Mehl, *Gn. cuneiformis* Mehl et Th., *Gn. typicus* Coop., *Bispathodus aculeatus aculeatus* (Br. et Mehl), *B. stabilis* (Br. et Mehl), *Neopolygnathus communis* (Br. et Mehl), *N. carina* (Br. et Mehl); криноидеи *Cyclocrista hispella* Gluchowski, *Campocrinus beaveri* Moore et Jeffords, *C. ex gr. qutaensis* Stukalina и др.; водоросли *Kamaena* sp. Кремнистые и туффитовые пласты содержат комплекс радиолярий *Albaillella cf. paradoxa* Defr., *A. cf. uncus* Won., *Archocyrtium* sp., *Spongoentactinia cf. variabilis* Orm. et Babc., *Entactinia vulgaris vulgaris* Won., *E. variospina* Won., *E. rostriformis* Afan. et Amon, *Palacantholithus stellatus* Defl., *Triloncha vetusta* Hinde и др. и единичные конодонты «*Hindeodella*» *segaformis* Bisch., *Gnathodus* sp. [Руденко, 1998; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

И криноидеи, и микрофаунистические комплексы датируют отложения урончанской толщи в интервале поздний турне – ранний визе раннего карбона.

*Правотирехтяхская толща.* Контакт с урончанской толщей не наблюдался. В строении толщи преобладают песчаники полимиктовые и вулканомиктовые мелко- и среднезернистые, иногда разноезернистые, с мелкой галькой фтанитов и плоскими обломками глинистых сланцев. Цвет пород серый, светло- и зеленовато-серый. Слоистость проявлена очень слабо. Маломощные пласты и горизонты среди песчаников образованы черными глинистыми сланцами и алевролитами параллельнослоистыми, количество которых возрастает в верхней части.

Полимиктовые разности песчаников преимущественно мелко-среднезернистые с обломками карбонатных пород, глинистых сланцев, микрокварцитов, редко – фтанитов и вулканического стекла. Вулканомиктовые песчаники преимущественно разноезернистые и средне-крупнозернистые содержат, помимо перечисленных, зерна базальтов и магматических пород кислого состава.

Мощность правотирехтяхской толщи оценивается в 400 м.

Возраст толщи условно принимается в объеме магарского надгоризонта (поздний визе – средний карбон).

*Дякычанская толща* согласно перекрывает песчаники правотирехтяхской толщи. Она сложена глинистыми сланцами и алевролитами черными, темно-серыми с тонколистоватой отдельностью, с подчиненным количеством кремнисто-глинистых сланцев и единичными прослоями пелитоморфных известняков и туфоалевролитов.

Мощность толщи, исходя из графических построений, оценивается в 350 м.

Из палеонтологических остатков обнаружены лишь единичные радиолярии, предположительно, каменноугольного возраста.

Возраст объединенных толщ принят каменноугольным (ранний карбон (визе) – поздний карбон).

Мощность объединенных урончанской, правотирехтяхской и дякычанской толщ на ГК R-54-XXVII, XXVIII второго издания [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015] оценена в 1150–1200 м, в отчете по ГГС и ГДП масштаба 1 : 50 000 [Князев и др., 1999ф], где закартирована только урончанская толща, в 600 м.

### *Моголохская СФПЗ (I-1.4)*

Моголохская СФПЗ протягивается в северо-восточном направлении от верховьев р. Моголох (правобережье р. Томмот) до бассейнов рек Хатынгнах и Мекчирге. В ее пределах к каменноугольному интервалу отнесена верхнемоголохская толща.

Верхнемоголохская толща ( $C_{1-3\text{m}}$ ) слагает протяженный (более 50 км) тектонический блок северо-восточного простираения от бассейна р. Моголох до истоков р. Талындя и изолированные выходы в бассейнах рек Хатынгнах и Мекчирге. С окружающими, более древними палеозойскими образованиями толща имеет только тектонические границы, перекрывается

верхнеюрскими вулканогенными образованиями. Верхнемоголохская толща составляет верхнемоголохский вулканогено-осадочный комплекс.

По особенностям состава верхнемоголохская толща делится на две подтолщи.

*Нижняя подтолща* (850–1000 м) сложена глинистыми, кремнисто-глинистыми, глинисто-кремнистыми, углеродисто-глинистыми сланцами и фтанидами с единичными маломощными линзовидными прослоями (1–20 см) известняков; в пластах кремнисто-глинистых пород присутствуют известковые конкреции (до 30 см). Редкие пласты слагают перекристаллизованные пепловые туффиты. В верхней части подтолщи присутствуют покровы базальтов и их туфов изменчивой мощности до полного выклинивания на ряде участков. Базальты зеленовато-серые, иногда темно-лиловые массивные и миндалекаменные рассланцованные чередуются с туфами основного состава.

Кремнисто-глинистые отложения темно-серые до черных, на выветрелой поверхности часто полосчатые светло-серого и черного цветов, с тонкой параллельной или линзовидноволнистой слоистостью. Породы тонкоплитчатые, рассланцованные. Фтаниды отличаются более массивным сложением. Присутствуют пласты перекристаллизованных пепловых туффитов. Они отличаются сложными текстурами оползания, взмучивания осадков и микроскладчатостью волочения. Известняки пелитоморфные, реже мелкозернистые серые, на поверхности с бурым налетом, нечеткослоистые.

В глинисто-кремнистых породах присутствуют скопления перекристаллизованных раковин радиоларий, в известняках нередко встречаются спикулы губок и мелкие карбонатные сферы.

*Верхняя подтолща* (750 м) сложена глинистыми, реже кремнисто-глинистыми сланцами темно-серыми, иногда лиловато-серыми тонкослоистыми, с редкими пластами фтанидов, маломощными прослоями и линзами известняков, известковыми конкрециями; нижнюю часть слагают песчаники полимиктовые и кварц-полевошпатовые разнозернистые: от мелкозернистых до гравийных, слабо сортированные с почти неокатанным обломочным материалом. Цвет песчаников светло-серый, зеленовато-серый, слоистость нечеткая параллельная или косая, наиболее распространены массивные разности. В верхах подтолщи присутствуют редкие мощные (10–20 м) пласты известняков светло-серых массивных.

*Базальты* – порфиновые с интерсертальной структурой и редкими вкрапленниками основного плагиоклаза размером до 2,5 мм. Основная масса состоит из табличек альбитизированного плагиоклаза, неправильно-призматических кристаллов амфибола актинолитового ряда и неправильной формы выделений лейкоксенизированного рудного минерала, интерстиции между которыми выполнены альбитом, хлоритом и карбонатом. Миндалины (до 30–35 %) выполнены бледно-зеленым хлоритом. Измененные разности со спилютовой или апоинтерсертальной, участками немато- и фибробластовой структурой состоят из игольчатых и призматических кристалликов светло-зеленого амфибола актинолитового ряда (35–40 %) и агрегата (40–45 %) ксеноморфных выделений альбита, хлорита, лейкоксена, эпидота и карбоната, в котором беспорядочно распределены реликтовые таблички альбитизированного плагиоклаза (до 20 %) [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

По химическому составу вулканиты верхнемоголохской толщи соответствуют базальтам и трахибазальтам (рис. 2), натриевого типа щелочности, низкокалиевым (рис. 4), низко- или умеренноглиноземистым. Породы принадлежат к толеитовой (рис. 3) и умереннощелочной петрохимическим сериям.

На дискриминационной диаграмме La-Y-Nb для базальтов (рис. 5) базальты толщи располагаются в поле щелочных базальтов внутриконтинентальных рифтов и в поле N-типа базальтов (СОХ).

На дискриминационной диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 6) вулканиты толщи располагаются в общем поле для внутриплитных базальтов и базальтов СОХ. Подобно эффузивам правононгондинской толщи, эти вулканиты образовались при внутриконтинентальном рифтогенезе.

На диаграмме редкоземельных элементов (рис. 7) спектры распределения базальтов толщи имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 0,79-9,49$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ и имеют деплетированность по промежуточным редким землям ( $La/Sm = 0,84-2,69$ ;  $Gd/Yb = 1,23-3,78$ ). Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 100,19-159,76$  ppm выше, чем у EMORB ( $\Sigma REE = 71,09$  ppm [Sun, McDonough, 1989]) и ниже, чем у OIB ( $\Sigma REE = 227,96$  ppm [Sun, McDonough, 1989]).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 8) породы комплекса имеют распределение элементов с положительными аномалиями по Ba, Nb, Ta, Sr и отрицательными Rb, K. Наличие положительной Ta-Nb аномалии свидетельствует о высоких температурах и давлениях генерации первичных магм из обогащенного источника в рифтогенных геодинамических условиях магматизма [Короновский и др., 2011].

Почти повсеместно породы верхнемоголохской толщи находятся в пределах обширной зоны динамометаморфизма, рассланцованы и кливажированы.

При рассланцевании базальты приобретают линзовидно-сланцеватую текстуру и преобразуются в альбит-эпидот-актинолит-хлоритовые, эпидот-лейкоксен-альбит-хлорит-актинолитовые, альбит-лейкоксен-хлорит-актинолитовые и альбит-хлорит-актинолитовые сланцы с реликтовой миндалекаменной текстурой и нематогранобластовой или лепидогранобластовой структурой.

Из палеонтологических остатков в низах верхнемоголохской толщи присутствуют лишь многочисленные радиоларии плохой сохранности широкого возрастного диапазона.

По литологическому сходству с каменноугольными кремнисто-терригенными образованиями Тирехтях-Намысахского СР нижняя подтолща верхнемоголохской толщи условно сопоставляется с уроничанской свитой, а верхняя – с правотирехтяхской и дякычанской толщами.

Наиболее вероятный возраст верхнемоголохской толщи каменноугольный (верхи турне – поздний карбон). При корреляции с отложениями южных районов Селенных-Омулевской СФО литологическими аналогами толщи могут быть магарская (поздний визе – средний карбон) и агиджинская (средний–поздний карбон) свиты [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Общая мощность толщи 1600–1750 м.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, БИАРМИЙСКИЙ ОТДЕЛ

Каменноугольно-пермские образования закартированы в Нальчанском СР Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО, который занимает незначительный участок на левобережье р. Селеннях у южной рамки листа. В его пределах к этому возрастному интервалу отнесена нангонджинская свита.

### Селеннях-Омулевская СФО (I)

#### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

##### Нальчанский СР (I-1.1)

Нангонджинская свита (C<sub>1</sub>-P<sub>2mn</sub>) закартирована в четырех разрозненных блоках. Соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями неизвестны.

Отложения свиты представлены алевролитами, часто ороговикованными, известковистыми, с прослоями туффитов, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, реже встречаются туфобрекчии, песчаники грубозернистые и известняки мелкозернистые. На левом водоразде правого притока р. Агданья (р. Нангондя) из серых и зеленовато-серых кремнистых туффитов с редкими прослоями известняков изучен комплекс радиолярий с *Albaillella indensis* Won., в который входят *Albaillella* cf. *paradoxa* Defl., *Al. uncus* Won., *Entactinia vulgaris* Won, *E. cf. parva* Won, *E. ? inaequoporosa* Won, *Meschedea hirsute* Won, *Belowea tenuestesta* Won, *B. cf. variabilis* (Ormiston et Lane), *Triaenosphaera* cf. *bareillensis* Gourmelon, *Popofskyellum* cf. *campanella* Won и др., возраст которого определен как раннекаменноугольный (верхи турне – низы визе). Там же из кремнистых туффитов выделен комплекс радиолярий с *Latentifistula*, представленный *Latentifistula astricta* Naz., *L. astricta astricta* Naz., *L. torulosa* Naz., *L. aff. crux* Naz. et Orm., *Tormentum* aff. *circumfluum* Naz., *Spinodeflandrella* cf. *sinuata ishigaet* Watase, *Follicucullus* cf. *scholasticus* Orm. et Bab., возраст комплекса определен как раннепермский [Руденко, 1998].

В одиночном коренном выходе в левом борту р. Селеннях в известковистых алевролитах свиты обнаружены конодонты *Polygnathus communis communis* (Br. et M.) [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

В низовьях р. Чыбагалах в темно-серых алевролитах обнаружены остатки каменноугольных гастропод *Straparollus* sp. [ГК R-54-XXXI,XXXII, 1985].

Возраст свиты, согласно Легенде Верхояно-Колымской серии [Легенда Верхояно-Колымской ... , 2003], определен как ранний карбон (визе) – средняя пермь.

Мощность свиты оценивается в 450 м.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские образования закартированы в Тирехтях-Намысахском СР и Четлуанской СФПЗ Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.



## Селеннях-Омулевская СФО (I)

### Уяндино-Селенняхская СФЗ (I-1)

#### Тирехтях-Намысахский СР (I-1.2)

В пределах Тирехтях-Намысахского СР к пермскому интервалу отнесена тупиковая толща.

Тупиковая толща (P<sub>1-3tp</sub>) с каменноугольными образованиями уроничанской, правотирехтяхской и дякычанской толщ объединенных и триасовыми отложениями имеет только тектонические контакты. По составу она близка к нижнекаменноугольным отложениям уроничанской толщи.

В составе тупиковой толщи принимают участие глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, реже – фтаниты темно-серые до черных, с пластами темно-лиловой окраски. Единичные прослои и линзы слагают алевролиты и пелитоморфные известняки. Отличительной чертой толщи является наличие протяженных мощных (до 50 м) горизонтов органогенно-детритовых известняков светло-серых, серых массивных, с ощутимым запахом сероводорода, состоящих из сплошных микропризматических образований, именуемых в литературе колымиевыми известняками.

Помимо колымиевых известняков, обычно характеризующих пермские отложения, в кремнистых породах обнаружены радиолярии: раннепермские *Spinodeflandrella cf. sinuata* (Ish. et Wat.), *Latentifistula(?)* sp. и позднепермские *Follicuculus cf. scholasticus* Orm. et Babc, *Tormentum cf. inflatum* Naz. et Orm. [Руденко и др., 1998]. Палеонтологические данные однозначно свидетельствуют о пермском возрасте толщи.

Мощность отложений на ГК R-54-XXVII, XXVIII второго издания [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015] оценена в 300 м, в отчете по ГГС и ГДП масштаба 1 : 50 000 [Князев и др., 1999ф] – в 200 м.

#### Четляунская СФЗ (I-1.3)

В Четляунской СФЗ к пермскому интервалу также отнесена тупиковая толща.

Тупиковая толща (P<sub>1-3tp</sub>) вскрывается в четырех изолированных тектонических блоках в бассейнах рек Нонгондя, Гусиная, Донская, на левобережье р. Хатынгнах. Соотношения с более древними, а также с триасовыми и юрскими отложениями тектонические, на левобережье р. Гусиная толща несогласно перекрывается вулканитами раннемеловой тумусской толщи, а на левобережье р. Хатынгнах – вулканитами раннемеловой джахтардахской свиты.

Основу толщи слагают кремнистые аргиллиты и фтаниты темно-серые, черные параллельно- и линзовиднослоистые средне- и мелкоплитчатые. Крупные пласты образованы аргиллитами черными листоватыми и тонкоплитчатыми, часто с углеродистой примесью. Эти породы чередуются в разных соотношениях с пепловыми туффитами и туфоалевролитами темно- и зеленовато-серыми параллельнослоистыми, часто с контрастной полосчатостью на выветрелой поверхности, с чередованием белых, светло-серых и темных полос. На разных уровнях в кремнисто-глинистых породах присутствуют

овальные и уплощенные глинисто-известковые конкреции. В верхней половине толщи в значительном объеме присутствуют мощные пласты известняков серых массивных с запахом сероводорода, известных под названием «колымыевых» известняков, характерных для пермских отложений северо-востока. К этим горизонтам приурочены пласты сургучно-красных аргиллитов, пропитанных гематитовым пелитоморфным агрегатом. В кремнисто-терригенных породах выявлена примесь глауконита. В большинстве пород, исключая известняки, присутствуют послонные скопления радиолярий.

В известняках обнаружены фораминиферы *Frondicularia prima* Gerke, *F. ganelini* Kar., *F. ex gr. mica* Gerke, *F. longissima* (К. М.-Мацлей), *F. cf. tsaregradskiyi* А. М.-Мацлей, *Nodosaria cf. ochotica* А. М.-Мацлей, *N. cf. lata* Sossip., *N. cuspidatula* Gerke, *Rectoglandulina cf. zavodovskiyi* А. М.-Мацлей, *R. pygmaeformis* А. М.-Мацлей, *Lingulinella arctica* Gerke, *Glomospira ex gr. gordialis* (Park. et Jon), *Dentalina praenuntia* Gerke, *Ammodiscus sp.*, *Hyperamina* sp. и редкие брахиоподы *Anidanthus sp.*, *Achunoproductus sp. nov.*, *Orbiculoidea sp.*, *Liosotella? sp. nov.* Глинисто-кремнистые породы содержат радиолярии *Klaengspongos cf. planus* Nestell et Nestell, *K. cf. formo sus* Feng in Feng et al., *Albaillella cf. yamakitai* Kuwahara, *Copicyntroides cf. asteriformis* Nazarov et Ormiston, *Tetrapaurinella sp.*, *Entactinia sp.*, *Latentifistula sp.*, *Hegleria sp.*

Пермский возраст отложений определяется присутствием в них «колымыевых» известняков, фораминифер омонского горизонта средней перми и пермских радиолярий [ГК R-54-XXIII, XXIV в издании].

Видимая мощность тупиковой толщи в районе достигает 450–500 м.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойская эратема представлена отложениями триасовой, юрской и меловой систем.

### ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения относятся к нижнему и верхнему отделам.

#### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего отдела известны в Туостахской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.

#### Селеннях-Омулевская СФО (I)

##### Туостахская СФЗ (I-2)

Туостахская СФЗ протягивается в северо-восточном направлении от правобережья р. Селеннях на западе территории листа до верховьев рек Нонгондя, Буор-Юрях, Хатыннах-Сала, Рюмкалах на востоке. К нижнему отделу отнесена неннелинская свита.

Неннелинская свита ( $T_{1nn}$ ) закартирована в двух тектонических блоках – на правобережье р. Селеннях у южной рамки листа и на левобережье р. Тирехтях – правого притока р. Уяндина. На правобережье р. Селеннях разрез свиты описан непосредственно южнее южной рамки листа, где и выделен ее стратотип. Подошва не вскрыта. Свита сложена песчаниками и глинистыми и песчано-глинистыми сланцами, имеет двухчленное строение. Нижняя часть (850–950 м) сложена перемежающимися песчаниками и сланцами. Песчаники полимиктовые, слюдистые, серого и темно-серого цветов, пиритизированные. Мощность пластов колеблется от десятков сантиметров до 5–6 м, они составляют до 70–80 % объема. Глинистые и песчано-глинистые сланцы имеют черную окраску, шелковистый блеск на плоскостях напластования, слабо пиритизированы, мощность прослоев – 0,3–0,6 м. Породы содержат остатки двустворок *Posidonia* cf. *olenekensis* Popow. Верхняя часть (450–500 м) представлена перемежающимися глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с маломощными прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников. Глинистые сланцы составляют 60–70 % объема свиты, песчано-глинистые сланцы достигают 20 %, песчаники – 10–20 %. Общая видимая мощность свиты – около 1300 м [ГК Q-54-I,II, 1967].

На левобережье р. Тирехтях – правого притока р. Уяндина свита представлена переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников. Ее контакты с норийскими сахчанской и алешкинской толщами тектонические. Алевролиты темно-серые тонкослоистые плитчатые, аргиллиты черные тонкослоистые тонкоплитчатые до листоватых, песчаники мелкозернистые серые содержатся в подчиненном количестве. В породах обнаружены остатки двустворок *Peribositria* sp. Видимая мощность – 500 м.

Остатки *Posidonia* cf. *olenekensis* Popow, *Peribositria* sp. указывают на оленёкский возраст отложений [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Видимая мощность свиты – 500 м.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего отдела триасовой системы распространены преимущественно в Туостахской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО, незначительно в Яно-Адычанской СФЗ Яно-Колымской СФО.

### Селеннях-Омулевская СФО (I)

#### Туостахская СФЗ (I-2)

Отложения верхнего отдела триасовой системы Туостахской СФЗ отнесены к солоньинской свите, сахчанской, алешкинской и нахчанской толщам. Отложения смяты в узкие напряженные складки, осложнены многочисленными тектоническими нарушениями преимущественно надвигового характера.

Солоньинская свита ( $T_3sl$ ) закартирована в тектонической пластине вдоль долины р. Тирехтях (правый приток р. Уяндина) и на левобережье р. Уяндина ниже устья р. Оймякон, где она по надвигу контактирует с каменноугольными образованиями и перекрывается отложениями сахчанской толщи. В разрезе свиты преобладают аргиллиты, часто углистые, черные

листоватые и тонкоплитчатые. Несколько меньшая роль принадлежит алевролитам темно-серым и серым тонкоплитчатым и тонкослоистым, часто глинистым, слюдистым, содержащим вкрапленность и стяжения до 1,5 см пириита. Встречаются известковистые разности с текстурой «cone-in-cone». Алевролиты обычно присутствуют среди аргиллитов в виде прослоев от 5–7 до 20–50 см, редко до 1–5 м, через 0,5–1 до 5–7 м. Аргиллиты и алевролиты содержат редкие прослои от 0,1–0,3 до 2,5–5 м песчаников серых полимиктовых, иногда известковистых, мелкозернистых, часто алевролитистых, параллельно- или волнистослоистых.

В породах свиты выявлены двустворки *Halobia* sp. и фораминиферы *Ammodiscus* sp., *Glomospirella*(?) sp., *Hyperammia* sp., *Ammobaculites* sp., *Trochammina*(?) sp., которые позволяют датировать свиту карнийским веком и началом норийского века позднего триаса [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Видимая мощность отложений свиты не превышает 650 м.

Сахчанская толща (Т<sub>3sh</sub>) распространена фрагментарно по всей Туо-стахской СФЗ. Толща согласно залегает на солоньинской свите, по составу подразделяется на две подтолщи.

Нижняя подтолща (550–650 м) представлена чередованием пачек (от 30 до 90 м) песчаников, содержащих прослои (0,1–0,2 м) алевролитов и аргиллитов, и существенно аргиллит-алевролитовых пачек (до 20–30 м). Песчаники полимиктовые, нередко слюдистые или известковистые мелкозернистые, реже – среднезернистые, часто с примесью алевролитового материала, серые, темно-серые, зеленовато-серые массивные и плитчатые. По плоскостям наслоения присутствуют плоские галечки (до 1–2 см) аргиллитов. Алевролиты темно-серые, серые тонкослоистые и тонкоплитчатые, часто со слюдой на плоскостях наслоения, иногда с мелкими углефицированными растительными остатками. Аргиллиты черные, темно-серые тонкоплитчатые до листоватых. В пачках переслаивания слои этих пород чередуются между собой через 0,2–1,0 м.

Верхняя подтолща (400–450 м) представлена чередованием пачек (до 20 м), сложенных переслаиванием аргиллитов и алевролитов, реже аргиллитов, алевролитов и песчаников, и пластов (до 10–15 м) песчаников. К пачкам переслаивания эпизодически приурочены карбонатные линзы и конкреции, имеющие иногда текстуру «cone-in-cone». Песчаники полимиктовые, в отдельных маломощных (до 0,2 м) прослоях существенно кварцевые, составляют не более 30 % объема подтолщи.

В породах нижней подтолщи собраны остатки двустворок плохой сохранности *Lima* sp., *Pecten* sp., *Halobia* sp., *Otapiria* sp., на правом берегу р. Лохтуя на западе площади листа обнаружена *Otapiria* cf. *ussuriensis* Vor. Возраст отложений сахчанской толщи определяется как норийский век позднего триаса по находкам *Otapiria ussuriensis* Vor.

Мощность толщи – 950–1100 м.

Алешкинская толща (Т<sub>3dl</sub>) согласно залегает на сахчанской. Толща распространена в тех же районах, что и сахчанская, но шире. Разрез толщи характеризуется чередованием пластов песчаников с пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. В нижней половине разреза преобла-

дают песчаники, верхняя половина разреза преимущественно алевроитоглинистая.

Нижняя часть толщи (350–450 м) сложена чередованием пластов (18–70 м, редко до 130 м) песчаников, содержащих прослой алевролитов и аргиллитов, пачек (от 7 до 60 м) переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (по 0,1–2,0 м) и пачек (2–28 м) переслаивания алевролитов и аргиллитов (по 0,1–0,5 м). Песчаники серые, зеленовато-серые, реже темно-серые мелко- и тонкозернистые слюдистые массивные, тонкопараллельно- и косослоистые, иногда с включениями плоской хорошоокатанной гальки (0,5–2,0 см) аргиллитов. Алевролиты темно-серые массивные, полговолнисто- и косослоистые, аргиллиты черные тонколистоватые. В песчаниках и алевролитах встречаются следы волновой ряби. К алевролит-аргиллитовым пачкам приурочены линзы (0,05–0,1×2 м) глинистых известняков с текстурой «cone-in-cone».

Верхняя часть толщи (350–500 м) сложена чередованием пачек (10–110 м) переслаивания (0,1–2,0 м) песчаников, алевролитов и аргиллитов, пачек (7–46 м) переслаивания (0,1–0,4 м) алевролитов и аргиллитов, пластов (12–65 м) аргиллитов и пластов (вверху 10–20 м, внизу до 70 м) песчаников. Аргиллиты иногда повышено известковисты и содержат линзы до 5 см известняков глинистых. Для этих пород характерны текстуры «cone-in-cone».

Песчаники толщи в обломочной части содержат обломки вулканитов (до 30 %) и карбонатных пород (до 10 %). В бассейне р. Кис-Юрях отмечены типично вулканомиктовые песчаники и кристалло-витрокластические туфы среднего и основного состава [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

В нижней части толщи встречены отпечатки раковин двустворок *Eomonotis* ex gr. *scutiformis* (Tell.), *E.* cf. *daonellaeformis* (Kipar.), *E. typica* Kipar., «*E.*» *pinensis* (West.), *Halobia* cf. *celtica* Mojs.; в верхней части собраны *Monotis* cf. *pachypleura* (Tell.), *M. pachypleura* (Tell.), *M.* ex gr. *pachypleura* (Tell.), *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica daonellaeformis* Tell., *M.* cf. *ochotica densistriata* Tell., *M. yakutica* (Tell.), *M.* cf. *jakutica* Tell., *M. densistriata* (Tell.), *M. ambigua* (Tell.), *M. eurachis* (Tell.), *M. zabaikalica* (Kipar.), *M.* ex gr. *zabaikalica* (Kipar.), *M. planocostata* (Kipar.) и др. Комплекс фауны указывает на средне-поздненорийский возраст пород.

Мощность отложений аleshкинской толщи составляет 700–950 м.

Нахчанская толща (Т<sub>3</sub>н) распространена фрагментарно по всей Ту-остахской СФЗ, более широко в ее северо-восточной части. Нахчанская толща согласно залегает на аleshкинской.

В составе толщи преобладают аргиллиты черные и темно-серые листоватые и тонкоплитчатые (до 2–4 мм). Через 2–3 м по разрезу отмечаются прослой (5–15 см) алевролитов серых и темно-серых слюдистых тонкослоистых. В толще на разных уровнях присутствуют редкие маломощные (до 0,7–1 м) прослой мелкозернистых песчаников, иногда известковистых, и единичные маломощные (до 0,2–0,5 м) прослой песчаных и алевроитных известняков с текстурой «cone-in-cone». На западе в нижней части толщи наблюдается чередование пачек аргиллитов с прослоями алевролитов и песчаников и пачек алевролитов с прослоями аргиллитов. Местами для отложений характерно наличие мелких кубических кристалликов пирита.

В нижней части толщи встречены остатки криноидей *Seirocrinus alaska* (Springer) и единичные отпечатки двустворок рода *Monotis*, вероятно, из группы *Monotis ochotica* [Сотников, 1996ф]. Возраст толщи, согласно Легенде Верхояно-Колымской серии – поздненорийский, возможно, поздненорийско-рэтский.

Мощность толщи нарастает от 350–400 м на юго-западе до 550 м на северо-востоке.

### **Яно-Колымская СФО (III)**

#### ***Яно-Адычанская СФЗ (III-1)***

Отложения верхнего отдела триасовой системы Яно-Адычанской СФЗ Яно-Колымской СФО распространены ограниченно в Куларском СР.

#### ***Куларский СР (III-1.1)***

Куларский СР расположен на западе территории листа, в бассейнах рек Чондон, Ыганья, Додомо, Нучча. В его пределах выделяются лебедевская свита и диеляхская толща объединенные верхнего отдела.

Лебедевская свита и диеляхская толща объединенные ( $T_3lb + dh$ ) выделяются в двух тектонических блоках: северном – по правому притоку р. Додомо и южном – по правому притоку р. Ыганья.

По правому притоку р. Ыганья отложения представлены чередованием пластов (до 20 м) песчаников, пачек (70–90 м) песчаников, содержащих прослой (0,2–1,8 м) алевролитов и аргиллитов и пачек (28–40 м) алевролитов и аргиллитов, содержащих прослой (0,3–1,2 м) песчаников. Песчаники серые, темно-серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые массивные содержат мелкие чешуйки слюды, иногда обрывки углефицированной растительной ткани. Алевролиты и аргиллиты темно-серые и черные, обычно углистые, массивные и тонкослоистые [ГК R-54-ХIII, XIV, 1978; ГК R-54-ХIХ, XX, 1979].

По правому притоку р. Додомо разрез более песчанистый. Алевролиты и аргиллиты слагают среди песчаников прослой (0,1–1,0 м) и пачки (до 10 м) [ГК R-54-ХIII, XIV, 1978].

В отложениях обнаружены двустворки *Eomonotis* ex gr. *scutiformis* (Tell.), *E. cf. scutiformis typica* Kirar., *Monotis jacutica* (Tell.), *Monotis ochotica* (Keys.), *M. ochotica densistriata* (Tell.). Комплекс фауны характеризует часть (зона *Monotis scutiformis*) среднего нория и верхний норий. Возраст отложений – средний–поздний норий и, вероятно, рэт в полном объеме, поскольку на площади листа R-53-ХVI на этой толще без признаков несогласия залегают нижнеюрские (геттангские) отложения [ГК R-53, в издании; Соловьев, 2003ф].

Видимая мощность отложений – 350 м.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские образования относятся к нижнему, среднему, среднему–верхнему и верхнему отделам.

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования нижнего отдела распространены в Нагонджинской СФПЗ Туостахской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО.

#### Селеннях-Омулевская СФО (I)

##### *Туостахская СФЗ (I-2)*

##### *Нагонджинская СФПЗ (I-2.1)*

Нагонджинская СФПЗ расположена в южной половине листа, протягивается в северо-восточном направлении от р. Селеннях на западе до верховьев рек Нонгондя, Буор-Юрях, Хатыннах-Сала, Рюмкалах на востоке. Отложения нижнего отдела юры в ее пределах представлены чемегединской толщей и сетакчанской свитой.

Чемегединская толща (J<sub>cm</sub>) распространена по всей подзоне, согласно залегает на поздне триасовой нахчанской толще, нижняя граница проводится по появлению мощных прослоев (8–10 м) песчаников, перекрывается сетакчанской свитой.

Толща сложена чередованием пластов песчаников (2,5–22 м), пачек переслаивания (2,5–25 м) алевролитов и аргиллитов или алевролитов, аргиллитов и песчаников. В некоторых пачках переслаивания присутствуют прослой туфоалевролитов, туфопесчаников, туфоаргиллитов и туфов. В целом в свите преобладают песчаники. Мощность прослоев терригенных пород в пачках переслаивания от 0,1 до 1,5 м, туфоалевролитов, туфопесчаников и туфов 0,2–0,5 м. Некоторые разрезы свиты включают, помимо вышеперечисленного, алевролит-аргиллитовые пачки (лист R-54-XXV, XXVI), в единичных случаях алевролиты, аргиллиты и туфоалевролиты образуют пласты до 5–10 м (лист R-54-XXXIII, XXXIV).

Песчаники и туфопесчаники серые мелко- и тонкозернистые тонкопараллельно-, тонколинзовидно- и тонкокосошлойные. Алевролиты и туфоалевролиты темно-серые линзовидно- и косошлойные, аргиллиты темно-серые тонкокосошлойные [Сотников, 1996ф; Пышко, 2002 ф; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]. Пепловые туфы и туфоаргиллиты плотные серые, темно-серые и черные кристалло-витрокластические [Князев, 1999ф; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]. Песчаники литокластические, содержат до 40 %, иногда до 60 % обломков различных пород. Среди обломков пород существенную роль играют карбонатные породы.

В нижней части толщи на плоскостях напластования пластов туфоалевролитов и туфопесчаников (лист R-53) обнаружены остатки члеников морских

лилий *Seirocrinus laevis* Klikushin и *S. simplex* Klikushin. По заключению В. Г. Кликушина, первый вид криноидей характерен для геттанг-синемюрских отложений Северо-Востока России, а второй – для синемюр-плинсбахских [Сотников, 1996ф].

В верховьях правых притоков р. Неннели у южной рамки листа в отложениях свиты встречены остатки *Psiloceras* ex gr. *planorbis* (Sow.), *Psiloceras*(?) sp., *Otapiria*(?) sp. На правом притоке р. Агданья, впадающем ниже р. Нагондя (р. Джюгунджа) найден *Psiloceras* aff. *suberugatum* Chud. et Polub. [Дубовиков, 1969ф]. По р. Буор-Сала и ее притокам и по р. Хайырдах (левый бассейн р. Селеннях) обнаружены двустворки *Otapiria* sp. indet., *Otapiria* sp. nov. (*Otapiria* ex gr. *omolonica* Polub.), *Posidonia bositra* ex gr. *bronni* (Voltz.), аммониты *Psiloceras* ex gr. *primulum* Repin, *P.*(?) cf. *primulum* Repin, *P.* ex gr. *planorbe* (Sow.), *P.* cf. *suberugatum* Chud. et Polub., *Psiloceras* sp. indet., а также отпечатки стеблей *Paracalamites* sp. (близкий к *P. teradaica* Vladim.) [ГК R-54-XXV, XXVI 1978]. На р. Сетакчан (левый приток р. Тирехтях) в толще найдены двустворки *Meleagrinnella* sp. indet., криноидеи *Pentacrinus subangularis* Miller. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 1984]. Этот комплекс фауны относится к геттангу.

В низовьях р. Сетандя (левый приток р. Тирехтях) алевропелитовые туфы содержат окремнелые синемюрские радиолярии *Livarella* aff. *densiparata* Kozur et Mostler, *Triloncha* ex gr. *minax* (Hinde), *Droltus satoi* Yeh et Cheng и др. [ГК 200-XXVII, XXVIII, 2015].

Возраст отложений толщи в пределах рассматриваемой территории определен как геттангский–синемюрский на основании находок фауны.

Мощность толщи превышает 380 м.

Сетакчанская свита ( $J_1st$ ) распространена по всей подзоне. Отложения свиты согласно залегают на породах чемегединской толщи, перекрываются породами такалканской свиты.

Нижнюю часть свиты (до 150 м) представляют переслаивающиеся туфопесчаники (0,5–8 м) и туфы (0,1–0,2 м) алевропелитовые и псаммоалевритовые среднего–основного состава, верхнюю (до 400 м) – переслаивающиеся туфопесчаники (0,5–0,7 м), туффиты (0,3–0,5 м) алевропелитовые и алевритовые, туфоалевролиты (0,1–0,5 м); песчаники (0,1–0,2 и 35 м), аргиллиты (5–7 см). Туфы светло-серые, серые, голубоватые, зеленоватые, реже темно-серые до черных, с раковистым изломом, часто полосчатые; туффиты темно-серые до черных полосчатые; туфоалевролиты черные; песчаники серые и темно-серые местами с эллипсоидальными и шарообразными песчаниковыми стяжениями (от 1–3 до 10–15 и 30 см); аргиллиты черные.

На р. Сетакчан (левый приток р. Тирехтях) в стратотипическом районе в свите собраны белемниты *Hastites* ex gr. *clavatus* (Sloth.), *Parahastites marchansis* Naln., *Parahastites* sp., *Mesoteuthis* sp., двустворки *Meleagrinnella* sp., *Pseudomytiloides* sp. (? *P. quenstedti* Pčel.), криноидеи *Pentacrinus* ex gr. *subangularis* Miller. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 1984]. В бассейне р. Буор-Сала, по левому притоку р. Селеннях (руч. Грамгонджа) в породах свиты найдены отпечатки аммонитов *Pseudolioceras* sp. indet., *Harpoceras*(?) sp. indet. и аммонит, напоминающий *Dactylioceras*(?) sp. indet. По заключению О. В. Черкесова, эти аммониты тоарские [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978]. Стратиграфическое



положение свиты выше геттанг-синемюрской чемегендинской толщи и наличие тоарских аммонитов определяет время ее формирования плинсбахским и тоарским веками ранней юры.

Мощность отложений сетакчанской свиты – до 550 м.

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Образования среднего отдела распространены в пределах Селеннях-Омулевской и Полоусненской СФО.

### Селеннях-Омулевская СФО (I)

В Селеннях-Омулевской СФО образования среднего отдела известны в Нагонджинской СФПЗ Туостахской СФЗ, где они представлены такалканской свитой и боргунджинской толщей.

#### Туостахская СФЗ (I-2)

##### Нагонджинская СФПЗ (I-2.1)

Такалканская свита ( $J_2tk$ ) распространена по всей подзоне, установлено ее согласное залегание на породах сетакчанской свиты. Перекрывается свита породами боргунджинской толщи. На ГК-200/2 [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020] свита закартирована и описана как такалканская и залегающая на такалканской эльбукская свиты.

Свита представлена чередующимися пачками (25–150 м) переслаивания песчаников (0,02–0,5, редко до 2 м) с аргиллитами (0,02–1 м) или алевролитами (0,05–0,5 м) или алевролит-аргиллитовыми пакетами (0,07–0,6 м); пачками (до 240 м) переслаивания (0,2–1 м) алевролитов и аргиллитов и слоями (50–115 м) алевролитов. Некоторые слои алевролитов ритмичны. Ритмы начинаются песчаными алевролитами и заканчиваются глинистыми алевролитами, нижние границы ритмов неровные, с карманами. В свите преобладают алевролиты и аргиллиты. Эпизодически в составе свиты присутствуют прослои туфопесчаников и туффитов. Их мощности, как правило, не превышают нескольких сантиметров, редко достигают 3 м.

Песчаники серые и темно-серые мелкозернистые косо-, волнисто- и линзовиднослоистые и массивные; алевролиты темно-серые тонкослоистые; аргиллиты черные листоватые; туфопесчаники светло- и темно-серые линзовидно-косослоистые; туффиты алевроитовые и алевро-псаммитовые темно-серые и зеленовато-серые массивные и слоистые. Массивные туффиты содержат угловатые и окатанные обломки черных известняков размером от 3–5 мм до 2 см.

На р. Сетандя (левый приток р. Тирехтях) найдены *Retroceramus* sp., *Retroceramus* vel *Pseudomitiloides*, *Belemnites* gen. indet., которые, по определению Ю. С. Репина, характеризуют отложения ааленского яруса. В среднем течении р. Чук (левый приток р. Тирехтях) обнаружена фауна *Retroceramus jurensis* Kosch., *R. ex gr. lucifer* (Eichw.), определяющая, по мнению В. К. Петрова, принадлежность содержащих эту фауну пород к нижнему байосу. Выше по разрезу на р. Сетандя (левый приток р. Тирехтях) найдены аммониты

*Arctocephalites* sp., а еще выше (в верхах свиты) двустворки *Retroceramus* совместно с *Scalprillum* sp. indet. [Нестеренко, 1992ф]. Находки *Arctocephalites* sp. датируют вмещающие их отложения нижним–средним батом.

Возраст отложений свиты, учитывая находку аммонита *Arcticoceras* sp. в низах перекрывающей боргунджинской толщи, принимается в объеме от ааленского века до середины батского века.

Общая мощность свиты, по данным А. В. Нестеренко [Нестеренко, 1992ф], 520–540 м.

Боргунджинская толща (J<sub>2</sub>br) распространена по всей подзоне. Толща согласно перекрывает отложения такалканской свиты, верхней границы нет. Толща имеет существенно песчаниковый состав, в ее составе пласты (до 30–220 м) песчаников с прослоями (0,1–0,2 м, редко до 1 м через 3–7 м) алевролитов и аргиллитов и пачек их переслаивания, а также пачки переслаивания (13–30 м) алевролитов и аргиллитов между собой или с песчаниками.

Начинается толща с пласта песчаника с прослоями алевролитов. В этом пласте песчаники серые разномелкозернистые, гравийные с рассеянным растительным детритом, в нижней части пласта присутствуют линзы гравелитов (0,1×2 м). Песчаники в основной толще серые, темно-серые мелко- и среднезернистые. Породы в толще параллельно, волнисто- и косослоистые.

В бассейне р. Нальчан (левый приток р. Сакундя) в низах толщи обнаружены аммонит *Arcticoceras* sp. и двустворки *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* (Keys.), *R. grebennikovi* (Vor.) [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 1963].

На водоразделе рек Сетандя (левый приток р. Тирехтях) и Хебгырчан-Окатын (южнее тригопункта Сетандя) в средней части боргунджинской толщи найдены двустворки *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* (Keys.), *R. sp. indet.* [Нестеренко, 1992ф].

Помимо этого, в толще найдены двустворки *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* (Keys.), *R. cf. borealis* Kosch., *R. elongatus* Kosch., *R. ex gr. bulunensis* Kosch., *R. elongatus* Kosch. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 1984].

Находки фауны свидетельствуют о средне-позднебатском возрасте толщи. Мощность боргунджинской толщи – около 500 м.

## Полоусненская СФО (IV)

Среднеюрские образования Полоусненской СФО относятся к Северополоусненской СФЗ, в которой выделяются Абырабыт-Верхнеселенняхский и Иргиченский СР.

### Северополоусненская СФЗ (IV-1)

#### Абырабыт-Верхнеселенняхский СР (IV-1.1)

Абырабыт-Верхнеселенняхский СР занимает центральную часть территории листа от верховьев рек Ыганья, Арга-Сала, Иргичен на западе до верховьев рек Бёрёлёх, Аллаиха на востоке. В его пределах развиты куччугуйская и бургачинская свиты среднего отдела.

Куччугуйская и бургачинская свиты объединенные (J<sub>2</sub>kč+bc) распространены на юге Абырабыт-Верхнеселенняхского СР в центральной

части листа. На геологических картах первого издания отложения свиты закартированы большей частью как ааленский? и байос-батский ярусы, редко еще и как нижнеюрский? отдел.

*Куччугуйская свита* вскрыта не полностью, нижний контакт не обнажен. Свита сложена пластами песчаников (20–140 м), включающими прослой (0,05–0,5 м) алевролитов и аргиллитов, и пачками (5–50 м) переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов. Песчаники мелко- и среднезернистые серые, зеленовато-серые и темно-серые. Алевролиты темно-серые и черные, аргиллиты черные. Породы либо без слоистости, либо косо- и волнисто-слоистые, в них присутствуют следы взмучивания. На некоторых поверхностях наслоения имеются следы волновой ряби. Видимая мощность – 450–600 м. В свите на смежном с запада листе R-53 собраны ростры ааленских(?) белемнитов плохой сохранности – *Mesoteuthus?* sp. indet, *Belemnites* sp. indet и призматика неопределимых двустворок. Свита согласно перекрыта отложениями бургачинской свиты средней юры с байос-батскими ретроцерамидами и относится к аалену.

*Бургачинская свита* согласно перекрывает отложения куччугуйской свиты. Бургачинскую свиту слагают мощные (40–200 м) пласты песчаников и пачки переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов мощностью 70–170 м. Среди пластов песчаников присутствуют прослой алевролитов. Пачки переслаивания представлены переслаиванием (0,1–1 м) алевролитов, песчаников и аргиллитов в разных сочетаниях, так и чередующимися пластами песчаников (4–20 м) с пачками (до 40 м) переслаивания (0,1–2,5 м) песчаников, алевролитов и аргиллитов в разных сочетаниях. Нижняя граница свиты проводится в основании пачки (около 120–130 м), состоящей из переслаивания алевролитов (преобладают), песчаников и, реже, аргиллитов. Песчаники серые и темно-серые зеленовато- и буровато-серые мелко- и среднезернистые, редко крупнозернистые массивные, иногда плитчатые за счет тонких прослоев глинистых пород, есть прослой и линзы известковистых песчаников. Песчаники нередко содержат углисто-глинистые миллиметровые прослой, облегающие подошву бугристой поверхности наслоения. Песчаники характеризуются присутствием включений алевролитов и аргиллитов в виде остроугольных пластинок (литокластов) размером от первых миллиметров до 4–5 мм, а также в виде плоских галек и округлых окатышей. Часто песчаники содержат многочисленные окатыши аргиллитов на контакте их с подстилающими аргиллитами. Иногда песчаники пятнистые за счет поздних изменений. Алевролиты темно-серые массивные, аргиллиты черные. Породы свиты содержат звездчатые конкреции черного кальцита (глендониты) размером 2–4 см в поперечнике. Алевролитовые прослой местами содержат обильные углефицированные растительные остатки. Мощность свиты – около 750 м.

В бассейне р. Второй Ульчикилкан (правый приток р. Ыганья) в породах свиты найдены двустворки *Retroceramus* ex gr. *retrosus* Keys. [Замараев, 1966ф]. На р. Нанчан (правый приток р. Иргичэн) – двустворки *Meleagrinnella* sp. ind., *Nucula* sp. ind. и неопределимые остатки аммонитов и двустворок [ГК R-54-XIX, XX, 1979], на р. Оттох (правый приток р. Баку) двустворки *Mytiloides(?)* ex gr. *oviformis* Khud., *Inoceramus* [ГК R-54-XXI, XXII, 1979]. На смежном с запада листе R-53 в породах свиты найдены двустворки

*Retroceramus* ex gr. *bulunensis* Kosch., *R. cf. retrorsus* Kosch., *R. aff. karakuvenensis* Hayami, *R. cf. kystatymensis* Kosch., *Belemnites* sp. indet. Фауна не противоречит отнесению отложений бургачинской свиты к байосскому–батскому времени.

Возраст объединенных куччугуйской и бургачинской свит – аален–бат.

Мощность объединенных свит 1200–1350 м.

Бургачинская свита ( $J_2bc$ ) показана на карте там, где куччугуйская свита не вскрыта, распространена к северо-западу и северу от объединенных куччугуйской и бургачинской свит. На геологических картах первого издания отложения свиты закартированы большей частью как байос–батский ярус, только на ГК R-54-XIX,XX [ГК R-54-XIX,XX, 1979], помимо этого, как келловейский ярус и как нижнеюрский? отдел. Литологический состав подразделения аналогичен приведенному выше. Видимая мощность – до 600 м.

### **Северополуосненская СФЗ (IV-1)**

#### *Иргиченский СР (IV-1.2)*

Иргиченский СР расположен на западе листа южнее Абырабыт-Верхнеселенняхского СР, захватывая бассейны рек Лохтуя, Чубукулах, Быллат, нижнего течения р. Иргичэн. В его пределах выделяется юрская эльбукская свита среднего отдела.

Эльбукская свита ( $J_2el$ ) распространена по всему району. Нижняя граница свиты не установлена. В составе свиты пачки переслаивания (прослой либо по несколько сантиметров, либо от нескольких сантиметров до первых дециметров, либо по несколько дециметров, редко до 1 м) алевролитов и песчаников (мощность пачек 2–43 м), алевролитов и аргиллитов (мощность пачек 0,7–13 м), песчаников, алевролитов и аргиллитов (мощность пачек 3–15 м); пачки (2–60 м) тонкопереслаивающихся алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников (5–80 см) и известняков (10–50 см); пачки (до 8 м) тонкопереслаивающихся песчаников и алевролитов с прослоями (30–40 см) песчаников; слои алевролитов мощностью от 4,5 до 40 м; ритмичные слои мощностью от 0,6 до 35 м с градиционной слоистостью, ритмы начинаются с песчаников и завершаются алевролитами или аргиллитами.

Контакты между слоями резкие, четкие, как прямые, так и волнистые. Контакты между прослоями в пачках переслаивания, как правило, резкие, четкие, как прямые, так и волнистые, редко постепенные. В свите присутствуют выклинивающиеся горизонты конглобрекчий и гравелитов с обломками черных известняков.

Среди пород свиты есть породы без слоистости и слоистые, слоистые породы преобладают, для них характерны тонкая (миллиметровая) горизонтальная, волнистая и косая слоистости. Волнистая слоистость не параллельна. На некоторых поверхностях напластования есть волновая рябь. Серии косой слоистости маломощные – 1–5 см, иногда встречаются внутри волнистой слоистости. Редко в породах встречаются подкрученные слои (в пределах 1 см) – следы небольших оползаний осадка, слоистость большей части пород не нарушена.

Ритмичные слои устроены следующим образом: число ритмов от 1 до первых десятков, каждый ритм начинается с массивных или горизонтально-слоистых песчаников, которые плавно переходят в волнисто-слоистые тонкоплитчатые песчаники (плитчатость по слоистости), затем в такие же алевролиты. Высота волн – первые сантиметры, расстояние между гребнями волн – 7–15 см, редко до 30 см. Некоторые ритмы венчают аргиллиты (до 5 см). Мощность ритмов от 40 см до 1,5 м.

Песчаники серые и зеленовато-серые большей частью мелкозернистые, меньшей – среднезернистые, алевролиты темно-серые, аргиллиты черные, известняки черные пелитоморфные. Есть песчаники и алевролиты с карбонатным цементом. Для песчаников характерно наличие включений плоских литокластов алевролитов или аргиллитов размером в первые миллиметры, редко первые сантиметры. Некоторые прослои алевролитов содержат остатки углефицированной флоры.

Авторами составлен опорный разрез свиты по р. Левый Эпсей (R-54/R-54\_DB/ФАКТ/BPD/DB/R54\_DB\_BPM.mdb).

Находки палеофауны в свите немногочисленны. На правом притоке р. Селеннях, впадающем выше р. Лохтуя (руч. Лептеге) обнаружен отпечаток крупной раковины *Retroceramus* ex gr. *solidus* Kosch., в бассейне руч. Ольде-Салата (правый приток р. Ольде) найден отпечаток *Retroceramus* ex gr. *polaris* Kosch. [Сотников, 1996ф], на р. Себинджа (левый приток р. Быллат в верховьях) найдены *Retroceramus* ex gr. *kystatimensis* Kosch. и *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* Keys., на р. Уонам-Окат (бассейн верховьев р. Тирехтях) *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* Keys. и *Cadoceras* cf. *bodylevskii* Frebold. [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978]. Возраст свиты по этим находкам определяется как байоскелловейский.

Общая мощность отложений свиты – более 800 м.

## СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения среднего–верхнего отделов юрской системы развиты в Абырабыт-Верхнеселенняхском СР Северополуосненской СФЗ Полуосненской СФО.

### Полуосненская СФО (IV)

#### Северо-Полуосненская СФЗ (IV-1)

##### Абырабыт-Верхнеселенняхский СР (IV-1.1)

В Абырабыт-Верхнеселенняхском СР к среднему–верхнему отделам относится абырабытская свита.

Абырабытская свита ( $J_2-3ab$ ) распространена по всему району, залегает без видимых следов размыва на бургачинской свите и согласно перекрывается чондонской свитой. На геологических картах первого издания отложения свиты закартированы как келловейский и оксфордский ярусы, только на листах R-54-XXI, XXII еще и как нижнеюрский? отдел. В составе абырабытской свиты выделяются две подсвиты.

Нижняя подсвита (600–700 м) сложена чередованием пачек (25–160 м) переслаивания алевролитов и аргиллитов с прослоями (до 10 м) песчаников и

пластами (25–160 м) песчаников с прослоями (до 12 м) алевролитов. Песчаники серые и темно-серые мелкозернистые массивные, волнисто- и косослоистые. Алевролиты темно-серые массивные горизонтально-слоистые, аргиллиты черные, местами углистые. В отдельных прослоях породы содержат углефицированный растительный детрит.

Верхняя подсвита (500–900 м) сложена чередованием пластов песчаников мощностью 2–30 м, пачек частого переслаивания (0,1–1 м) алевролитов, песчаников и аргиллитов или аргиллитов и алевролитов мощностью 2–55 м. Песчаники светло-серые и серые мелко-, средне- и разномасштабные массивные, алевролиты темно-серые слоистые, аргиллиты черные. Иногда в породах свиты встречаются пропластки с обугленными растительными остатками.

Песчаники содержат включения алевролитов и аргиллитов в виде остроугольных пластинок (литокластов) размером от первых миллиметров до 4–5 мм, а также в виде плоских галек и округлых окатышей. На контакте с подстилающими аргиллитами песчаники часто содержат многочисленные окатыши аргиллитов. Иногда песчаники пятнистые за счет поздних изменений.

В отложениях нижней подсвиты в верхнем течении р. Куранах найдены келловейские аммониты *Cadoceras cf. tschefkini* (Orb.) [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

В отложениях верхней подсвиты на листах R-54-XXI,XXII в верхнем течении р. Куранах найдены аммониты *Amoeboceras cf. alternoides* (Nik.) [ГК R-54-XXI,XXII, 1979], на листе R-54-XIX,XX (руч. Шалды) – *Amoeboceras cf. alternans* Buch. [ГК R-54-XIX,XX, 1979], на листах R-54-XIII,XIV в бассейне р. Ыганья – *Cardiostratidae* sp. [ГК R-54-XIII,XIV, 1978]. Находки двустворок многочисленны по всему району, среди них: *Praebuchia kirghisensis* (Sok.), *B. cf. bronni* (Roill.), *B. ex gr. bronni* Roill., *B. cf. jaropelensis* Parak., *B. lamberti* Sok., *Nuculana* sp. indet. Найденные остатки фауны свидетельствуют об оксфордском возрасте отложений подсвиты.

Вся свита отвечает стратиграфическому объему келловейского–оксфордского ярусов.

Общая мощность свиты 1100–1500 м.

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Образования верхнего отдела распространены в пределах Полоусненской, Святоносской и Уяндино-Ясачненской СФО.

### Полоусненская СФО (IV)

В Полоусненской СФО, в Северо-Полоусненской СФЗ отложения верхнего отдела известны в Абырабыт-Верхнеселенняхском и Иргиченском СР.

#### Северо-Полоусненская СФЗ (IV-1)

##### Абырабыт-Верхнеселенняхский СР (IV-1.1)

В Абырабыт-Верхнеселенняхском СР к верхнему отделу юрской системы относится чондонская свита.

Чондонская свита ( $J_3cd$ ) распространена по всему району. На ГК-200 первого издания отложения свиты закартированы как кимериджский ярус.

Чондонская свита залегает согласно на абырабытской свите и согласно перекрывается илин-юряхской. Разрез сложен песчаниками, содержащими прослой (0,1–2 м) алевролитов, аргиллитов и пачки переслаивания (2–20 м) алевролитов, аргиллитов и песчаников в разных пропорциях. Песчаники серые, светло-серые, коричневато-серые, редко темно-серые мелко- и среднезернистые с литокластами алевролитов и аргиллитов размером первые миллиметры, редко до 1 см. Есть известковистые разности песчаников. На контакте с подстилающими аргиллитами песчаники часто содержат многочисленные окатыши аргиллитов. Иногда песчаники пятнистые за счет поздних изменений.

В отложениях свиты встречен аммонит *Amoeboceras* ex gr. *kitchini* Salf. на р. Отто-Юрях, правом притоке р. Арга-Сала [ГК R-54-XIX,XX, 1979]. Во многих разрезах свиты найдены двустворки: *Buchia lindstroemi* Sok., *B. cf. lindstroemi* Sok., *B. mosquensis* Buch, *B. ex gr. mosquensis* Buch, *B. cf. mosquensis* Buch, *B. tenuistriata* var. *tenuistriata* (Lah.), *B. tenuistriata* (Lah.), *B. cf. jeropolensis* Parak., *B. rugosa* (Fisch.), *B. cf. rugosa* (Fisch.), *B. rugosa* var. *striata* (Pavl.), *B. orbicularis* (Hyatt), *B. cf. orbicularis* (Hyatt), *B. aff. orbicularis* (Hyatt), *B. vuquaamensis* (Buch), *B. cf. piochii* (Gabb). Судя по обнаруженной в свите фауне и фауне, найденной в основании перекрывающей илин-юряхской свиты, возраст чондонской свиты определяется как киммеридж–средний титон.

Мощность свиты – 700–1200 м.

### Иргиченский СР (IV-1.2)

В Иргиченском СР к верхнему отделу юрской системы относятся антигская и мохоройская свиты. В свитах имеются прослой пород, чаще алевролитов, обогащенных углефицированными растительными остатками. Присутствуют горизонты и линзы известковистых песчаников и известняков. Для песчаников характерно постоянное присутствие угловатых пластинчатых обломков аргиллитов. Местами в песчаниках распространена пятнистость за счет поздних изменений. Антигская свита Иргиченского СР чрезвычайно похожа на верхнюю (оксфордскую) часть абырабытской свиты Абырабыт-Верхнеселенняхского СР, а мохоройская свита – на чондонскую.

Антигская свита ( $J_3an$ ) согласно залегает на эльбукской свите и перекрывается мохоройской, распространена по всему району. Свита сложена чередованием пластов песчаников и пачек переслаивания (от нескольких сантиметров до нескольких дециметров) алевролитов, песчаников и аргиллитов или алевролитов и песчаников. Мощность пачек переслаивания – 1–30 м, мощность пластов песчаников – 1–40 м. В свите присутствуют выклинивающиеся горизонты конглобрекций с обломками черных известняков и песчаников с карбонатным цементом и тонкие (первые сантиметры) прослой черных известняков. Среди обломков в конглобрекциях разломанные слои известняков мощностью в первые сантиметры и округлые обломки известняков и песчаников размером в первые сантиметры.

Терригенные породы свиты массивные и слоистые, слоистость горизонтальная, волнистая и косая. Косые слоистости присутствуют в прослоях мощностью до 1 см, образующих серии мощностью в несколько сантиметров.

Песчаники большей частью мелкозернистые, меньшей – среднезернистые, в пластах серые, в пачках переслаивания темно-серые включают пластинчатые литокласты аргиллитов размером в первые миллиметры. Алевролиты темно-серые, местами содержат углефицированные растительные остатки. Аргиллиты черные. В свите присутствуют песчаники и алевролиты с карбонатным цементом.

Находки в верховьях руч. Оазис (приток р. Мохорой, правый бассейн р. Иргичен) и руч. Мирный (приток р. Эпкыкылкан, правый бассейн р. Иргичен) *Buchia bronni* Rouill., *Buchia* ex gr. *bronni* Rouill., *Nucula* cf. *calliope* Orb. [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978], в верховьях р. Юдегей (левый приток р. Быллат) *Buchia* cf. *concentrica* (Sow.) (*Aucella bronni* (Rouill.) [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015] (DB, ФАКТ, ВВД) датируют отложения оксфордским ярусом.

Общая мощность свиты – от 600 до 1000 м.

Мохоройская свита ( $J_3mh$ ) согласно залегает на антигской, распространена по всему району, занимает верхние части рельефа, ее верхняя граница не установлена.

Свита представлена пластами (20–50 м) песчаников, чередующихся с маломощными пачками (0,5–4 м) тонкого (0,1–0,6 м) переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов или алевролитов и аргиллитов. Свита содержит линзующиеся прослои (0,1–0,2 м) внутриформационных конглобрекций. Песчаники в пластах серые мелко- и среднезернистые массивные, в пачках переслаивания темно-серые мелкозернистые, тонкослоистые. Присутствуют прослои и линзующиеся горизонты известковистых песчаников буровато-серых с поверхности. Алевролиты темно-серые параллельно-, волнисто- и косослоистые. В алевролитах и аргиллитах часто содержатся углефицированные растительные остатки [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 1984]. По данным В. И. Сотникова [Сотников, 1996ф], ископаемые остатки приурочены преимущественно к прослоям конглобрекций. Среди них фауна, имеющая значение для определения возраста: двустворки *Buchia lindstroemi* Sok., *B. cf. lindstroemi* Sok., *B. jeropolensis* Parak., *B. concentrica* Sow., аммониты *Phylloceras* sp. Немногочисленные остатки другой фауны: двустворок *Astarte* sp. indet; *Modiolus* sp. indet; *Nuculoma* cf. *variabilis* (Sow.); *Mallitia* cf. *valga* (Shur.), гастропод и семян *Caprolithes* sp. и *C. aff. cinetus* Nath. для определения возраста значения не имеют [Сотников, 1996ф].

Судя по фаунистическим остаткам, возраст свиты – кимериджский.

Общая мощность свиты составляет 700–900 м.

### Святоноская СФО (V)

Святоноская СФО расположена на севере территории листа. Верхнеюрские образования Святоносской СФО в пределах площади относятся к Чурпуньинской СФЗ.

### Чурпуньинская СФЗ (V-1)

Чурпуньинская СФЗ охватывает бассейны рек Сылах, Тут-Балыктах, Хонгордох, Сюрюктях, Урюнг-Улах, Муксунуоха. В ее пределах выделяются



уларская и святоносская свиты и чурпуньинская толща. Обнажения юрских пород здесь редки.

Уларская свита ( $J_3ul$ ) развита ограниченно в северной части возвышенности Муксунуоха-Тас, на горах Зимовье, Хамняня, Ытарча-Босхото и на р. Тут-Балыктах. А. М. Узюнкояном свита картировалась как кимериджский ярус.

На территории листа R-54 свита в нижней (видимой) части представлена преимущественно мелко-среднезернистыми полимиктовыми песчаниками серой, зеленовато-серой окраски. Песчаники нередко содержат мелкие угловатые обломки глинистых пород. Отдельные пачки (до 10–20 м) слагают часто переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты, которые содержат углистый растительный детрит. Выше пачки алевролит-аргиллитового состава чередуются с пластами песчаников. В разрезе по р. Улары (в 30–35 км севернее рамки листа R-54) эта часть свиты представлена чередованием пластов песчаников мощностью 2–10 м, редко до 20 м, с прослоями (0,1–1,0 м) алевролитов и аргиллитов [Узюнкоян, 1979ф]. Из аргиллитов собраны остатки аммонитов плохой сохранности, среди которых определен *Cardioceras* sp. [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000], датирующий отложения оксфордским ярусом верхней юры. Возраст отложений принимается оксфордским на основании находки аммонитов.

Мощность части свиты по р. Улары составляет 1035 м, на территории листа R-54 она может составлять 400–500 м.

Святоноская свита ( $J_3sn$ ) по литологическим особенностям разделена на три подсвиты. Кровля и подошва отложений не установлены. Святоноская свита составляет святоносский осадочно-вулканогенный комплекс. Нижняя подсвита представлена темно-серыми базальтами и их кластолавами, редко их кристалло-литокластическими и литокластическими туфами и маломощными прослоями темно-серых, иногда слоистых, алевролитов и аргиллитов. Мощность – 200–250 м.

Средняя подсвита представлена кластолавами, кристалло- и витрокластическими туфами, редко лавами базальтов с прослоями (10–15 м) серых и темно-серых алевролитов, мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Мощность отложений ориентировочно составляет 300–400 м.

Верхняя подсвита представлена табачно-зелеными мелкообломочными и пепловыми туфами основного состава с редкими прослоями и линзами буровато- и зеленовато-серых песчаников и массивных, иногда полосчатых, алевролитов и аргиллитов. Мощность – 250–300 м.

На рассматриваемой территории, на горе Муксунуоха в нижней (видимой) части свиты преобладают андезибазальты и их туфы мощностью до 300 м. Верхняя часть сложена крупнообломочными туфолавами кислого состава и кластолавами риолитов мощностью до 150 м.

Отложения святоносской свиты фаунистически не охарактеризованы, достоверные данные о ее возрасте отсутствуют. Поскольку эффузивы залегают на дислоцированных оксфордских песчаниках и сланцах, авторы листов S-53,54 [S-53,54, 2016] и С. М. Прохорова [Прохорова, 1973] относят их к раннему мелу. Определения абсолютного возраста К-Аг методом дают разные результаты:  $115 \pm 5$  млн лет (базальтовый туф, мыс Святой Нос);  $115 \pm 5$  млн лет (андезит, гора Максунуоха);  $89 \pm 4$  млн лет (андезит, гора

Чокурдах) [Прохорова, 1973];  $148 \pm 2,5$ ,  $152 \pm 5$ ;  $157 \pm 5$  млн лет (базальты Святоносского поля) [Аулов, 1988ф]. Эффузивные породы метаморфизованы раннемеловыми гранитоидами. А. М. Узюнкоян [Узюнкоян, 1979ф] эти образования картировал верхней толщей волжского яруса, О. Л. Донец [Донец, 1978ф] – верхнеюрскими. Вслед за этими исследователями мы принимаем возраст свиты позднеюрским, условно кимериджским.

Видимая мощность святоносской свиты – порядка 450 м [Узюнкоян, 1979ф].

Чурпуньинская толща (J<sub>3</sub>р) вскрывается на горе Чурпунья и на р. Сыалах, выше устья р. Тут-Балыктах. Нижняя и верхняя границы толщи не установлены. На горе Чурпунья А. М. Узюнкояном [Узюнкоян, 1979ф] свита картировалась как верхнемеловые отложения, А. В. Дорофеевым [Дорофеев, 1973ф] – как верхнемеловые–палеогеновые; на р. Сыалах А. Д. Коротковым [Коротков, 1983ф] – как верхнемеловые. Чурпуньинская толща составляет чурпуньинский вулканический комплекс риолит-дацитовый.

На горе Чурпунья в основании (видимом) толщи (25–30 м) залегают массивные тонкополосчатые дациты и риодациты, сменяющиеся риолитами. Выше залегает пачка переслаивающихся потоков риолитов, риодацитов и дацитов с тонкоплитчатой отдельностью, в верхней части пачки отмечаются линзы туфобрекчий кислого состава размером до  $300 \times 100 \times 50$  м, сложенных обломками ороговикованных аргиллитов и песчаников, а также риолитов и риодацитов в риолитовом цементе, в различной степени турмалинизированном. Мощность этой пачки определяется в 100–150 м, общая мощность вулканогенной толщи не превышает 200 м. Породы интенсивно переработаны процессами метасоматоза, в значительной степени турмалинизованы. Породы, сохранившие свой первоначальный облик, встречаются лишь на небольших участках [Узюнкоян, 1979ф].

На р. Сыалах отложения зафиксированы по отдельным обломкам у уреза и по светло-желтой полосе, просматривающейся под водой р. Сыалах. Обломки (0,5–3 см) представлены светло-серыми риолитами и их туфами. Мощность толщи здесь не превышает 200 м [Коротков, 1983ф].

Скважинами у подножья горы Чурпунья вскрыты ороговикованные песчаники и алевролиты. Контакт этих отложений с вулканогенными породами чурпуньинской толщи не установлен, однако наличие многочисленных обломков ороговикованных осадочных пород в составе туфобрекчий чурпуньинской толщи свидетельствует об их (туфобрекчий) более молодом возрасте [Дорофеев, 1973ф].

Фаунистическая характеристика толщи отсутствует, возраст отложений условно принимается позднеюрским (титонским) [Легенда Верхояно-Колымской ... , 2003].

Видимая мощность толщи – до 200 м.

## **Уяндино-Ясачненская СФО (VI)**

Уяндино-Ясачненская СФО расположена на юго-востоке территории листа. Ее образования относятся к Мекчерге-Томторской СФПЗ Илинътаской СФЗ.

## Илиньтасская СФЗ (VI-1)

### Мекчерге-Томторская СФЗ (VI-1.1)

Мекчерге-Томторская СФЗ распространена от междуречья Селеннях–Томмот на юго-западе, междуречья Томмот–Буор-Юрях на юге до правобережья р. Уяндина на севере и рек Мекчирге и Кирдик на востоке. В ее пределах выделяются верхнеюрские мукдуканская и эмтанджинская свиты нерасчлененные, эмтанджинская и догдинская свиты. На ГК R-(53)–(55) – Депутатский мукдуканская и эмтанджинская свиты картировались как илиньтасский горизонт [ГК R-(53)–(55), 1992], на ГК R-54-XXVII, XXVIII и R-54-XXXIII, XXXIV как нижняя подсвита илиньтасской свиты [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Догдинская свита картировалась на ГК R-53-(55) – Депутатский [ГК R-53-(55), 1992], на ГК R-54-XXVII, XXVIII и R-54-XXXIII, XXXIV она закартирована как средняя подсвита илиньтасской свиты [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Мукдуканская и эмтанджинская свиты нерасчлененные (*J<sub>3</sub>mk-em*). Мукдуканская и эмтанджинская свиты не расчленены в связи со слабой обнаженностью и фациальной изменчивостью. Вместе с субвулканическими образованиями, пространственно и генетически связанными с эффузивами мукдуканской и эмтанджинской свит, они образуют салгатасский комплекс базальт-андезитовый.

Образования мукдуканской и эмтанджинской свит залегают с угловым несогласием на палеозойских отложениях. В их основании залегают горизонт терригенных пород от конгломератов до аргиллитов, выше – преимущественно вулканиты основного и среднего составов.

В бассейне среднего течения р. Калгын, правого притока р. Уяндина нижняя часть разреза (около 300 м) сложена конгломератами валунно-галечными и галечными, в которых валуны и гальки представлены известняками, реже доломитами, песчаниками, кальцитом, кварцем, долеритами. Выше (около 300 м) конгломераты содержат прослои (10–40 м) песчаников, которые вверх постепенно преобладают, в них появляются тонкие (10–20 см) прослои алевролитов и аргиллитов. Здесь же присутствуют редкие прослои (0,5–2,0 м) туфов кислого состава. Завершает разрез в бассейне среднего течения р. Калгын пачка (до 30 м) туфогенных и туфогенно-осадочных пород. Это пепловые туфы кислого состава и туффиты, иногда карбонатные. К песчаникам приурочены находки двустворок *Buchia* sp. и отпечатков листьев папоротника *Rafaelia* sp. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Южнее, на междуречье Томмот–Буор-Юрях в основании свит залегают конгломераты галечные, гальки в которых представлены известково-глинистыми сланцами, мраморизованными известняками, кварцем, эффузивными породами основного состава и их туфами. Вверх конгломераты сменяются песчаниками и переслаиванием песчаников, аргиллитов и алевролитов. К этому терригенному горизонту приурочены скопления двустворок *Buchia* cf. *concentrica* (Sow.), *Praebuchia kirghisensis* (Sok.), *Pleuromya elongata* (Munst.) Agass., *Homomya ovaliformis* (Vor.) и др., встречаются неопределенные

мые остатки аммонитов, белемнитов и криноидей. Мощности терригенных пород – от 10–15 до 450 м [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

Выше, частично с фаціальными замещениями, залегает сложнопостроенный существенно вулканогенный комплекс с чередованием базальтов, андезибазальтов, андезитов, их лавобрекчий и лавокластитов, туфов от псаммитовых до алевроитовых, туфогенно-осадочных пород, а также алевролитов, аргиллитов и песчаников.

Отдельные покровы образуют дациты и риодациты. Мощность отдельных покровов эффузивов основного и среднего состава достигает 30–50 м. Среди вулканитов по всему разрезу заключены пласты и пачки туфоалевролитов и аргиллитов, включающие раковины двустворчатых моллюсков *Buchia concentrica* (Sow.) и *B. tenuistriata* (Lah.). Мощность вулканогенной части разреза – до 1450–1600 м [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

С северо-запада на юго-восток и с севера на юг отмечается фаціальное замещение терригенных пород вулканитами при возрастании мощности.

На востоке территории, на левобережье р. Мекцирге, образования мукдуканской и эмганджинской свит представлены песчаниками и туфопесчаниками с прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов и алевролитов, которые перекрываются риолитами. В туфопесчаниках остатки двустворок *Meleagrinea cf. ovalis* (Phill.), *Buchia aff. concentrica (bronni)* (Rouill.), *Entolium(?) sp. indet.*, *Modiolus sp. indet.*, *Astarte sp. indet.*, *Gresslya(?) sp. indet.*, криноидей *Pentacrinus sp.*, неопределимые остатки брахиопод. Видимая мощность образований здесь 75 м [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

**Базальты** – порфиновые или афировые породы с толеитовой, интерсертальной с элементами микролитовой, и гиалиновой структурами. Раскристаллизованные разности сложены плагиоклазом (An<sub>60</sub>) (30–45 %) и авгитом (от 15–20 до 30–35 %), иногда содержащим пойкилитовые вросстки табличек плагиоклаза. В интерстициях – темно-коричневое или бурое сидеронитовое стекло (от 15 до 50 %), девитрифицированное, палагонитизированное, часто замещенное хлоритом. В порфиновых разностях вкрапленники (10–30 %) представлены основным плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Рудный минерал представлен магнетитом. Породы миндалекаменные, миндалины выполнены хлоритом, реже карбонатом и халцедоновидным кварцем. Для андезибазальтов более характерны микролитовая и гиалопилитовая структуры. В порфиновых разностях вкрапленники (до 45–50 %) представлены основным плагиоклазом и уралитизированным и хлоритизированным авгитом.

**Андезиты** порфиновые с гломеросростками или одиночными фенокристаллами плагиоклаза (5–15 %) и редкими вкрапленниками темноцветного минерала, полностью замещенного хлоритом (5 %). Основная масса пилотакситовая или гиалопилитовая, с беспорядочно или параллельно ориентированными микролитами деанортитизированного плагиоклаза.

**Лавобрекчий** базальтов образованы разноразмерными (от 1 до 5–7 мм), нередко оплавленными обломками пористых базальтов с гиалиновой, микролитовой или гиалопилитовой структурой и крупными (1–2 мм) кристаллокластами плагиоклаза (15–30 %). Обломочный материал сцементирован пузырчатыми стекловатыми базальтами с флюидальной текстурой, поры в которых часто сплюснены, деформированы, выполнены хлоритом или палагонитом.

*Лавокластиты* базальтов состоят из спекшихся обломков флюидальных порфировых базальтов с гиалиновой или гиалопилитовой структурой. Для них характерна высокая степень вторичных изменений с образованием апогиалопилитовых и апогиалиновых структур. Аналогичные особенности строения, с учетом состава обломков и матрикса, имеют и лавобрекчии, и лавокластиты андезибазальтов и андезитов.

*Туфы* основного состава псаммитовые, псефито-псаммитовые, псефитовые, алеврито-псаммитовые и алевритовые. Кристалло-литокластические, литокластические или кристалло-витрокластические породы, нередко нечетко-параллельно- или линзовиднослоистые. Кластический материал представлен эффузивами основного состава, вулканическим стеклом, основным плагиоклазом, редко – моноклинным пироксеном и кварцем. В туфах андезитов, по сравнению с аналогичными породами основного состава, содержится большее количество кристаллокластов плагиоклаза.

*Дациты и риодациты* различаются в основном по химическому составу. Это порфировые породы с вкрапленниками (5–20%) кислого плагиоклаза, реже кварца и биотита, замещенного хлоритом, и кварц-полевошпатовой аллотриоморфнозернистой или гипидиоморфнозернистой основной массой. Содержание кварца в базисе – около 25%.

Постмагматические зеленокаменные преобразования в вулканогенных породах выражены их хлоритизацией, альбитизацией и палагонитизацией, редко карбонатизацией.

По химическому составу вулканиды соответствуют базальтам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам, трахиандезитам, дацитам (рис. 9), принадлежат к толеитовой (рис. 10) и умереннощелочной сериям. В обеих сериях есть породы натриевого и калиево-натриевого типов щелочности (рис. 11). Породы являются умеренно- и низкокалийевыми, умеренноглиноземистыми (только базальты) и высокоглиноземистыми.

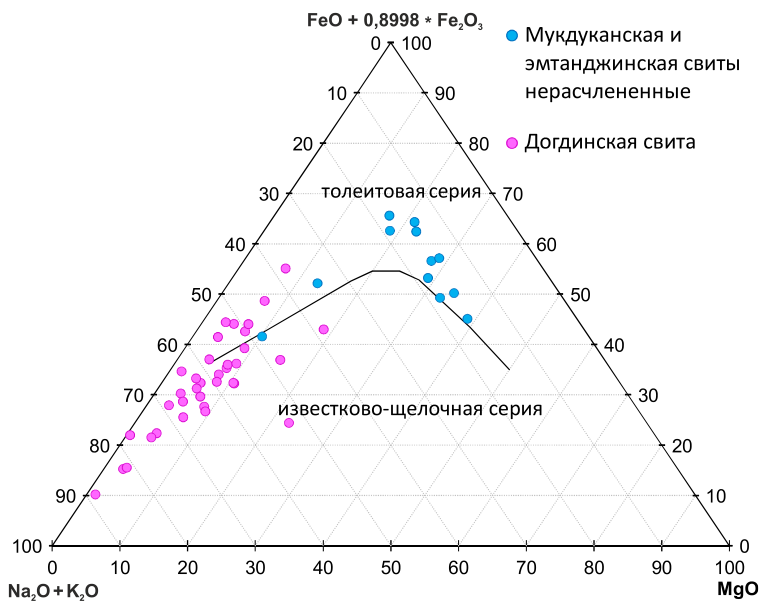
На дискриминационной диаграмме La-Y-Nb для базальтов (рис. 5) базальты и андезибазальты данного подразделения располагаются в полях базальтов вулканических дуг: поле островодужных толеитов и поле островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов.

На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 6) вулканиды свит располагаются преимущественно в поле известково-щелочных базальтов активных континентальных окраин и энсиалических островных дуг. По величине Th/Yb отношения породы свит образовались, по всей видимости, в обстановке энсиалической островной дуги.

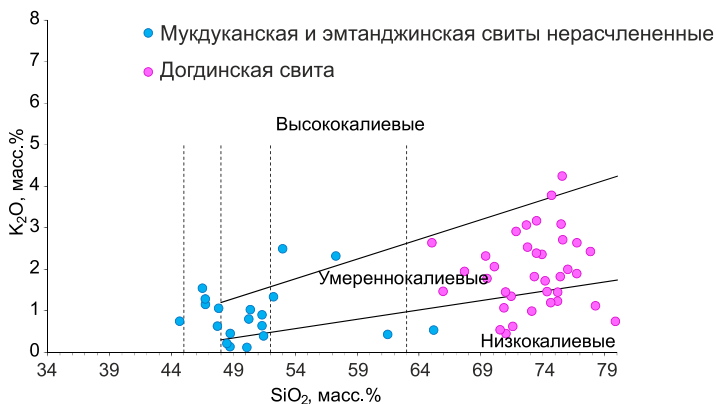
На диаграмме редкоземельных элементов (рис. 12) спектры распределения эффузивов свит имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 3,02–6,87$ ). Тренд распределения выполняется к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 2,56–3,67$ ;  $Gd/Yb = 1,40–1,82$ ). Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 58,35–106,43$  ppm сопоставима с общей суммой редких земель среднеэоцен-олигоценовых базальтоидов Западной Камчатки ( $\Sigma REE = 73,15–155,74$  ppm [Федоров, 2011]).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 13) тренды распределения элементов пород свит имеют положительные аномалии по Ba, K, Sr, отрицательные по Ta-Nb и Ti. Наличие отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о



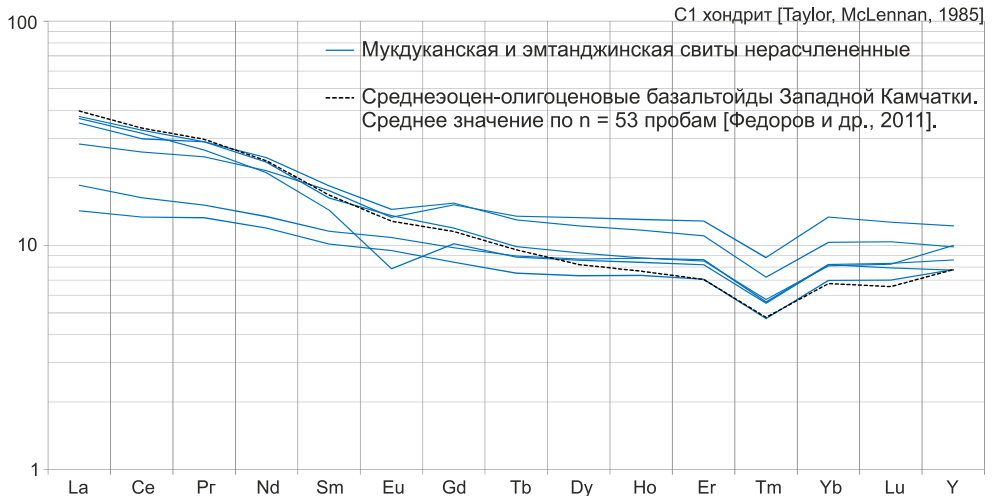


**Рис. 10.** Мукдуканская и эмтанджинская свиты нерасчлененные и догдинская свита на тройной диаграмме АФМ в весовых процентах с нанесенной линией Ирвинга [Irvine and Baragar, 1971].



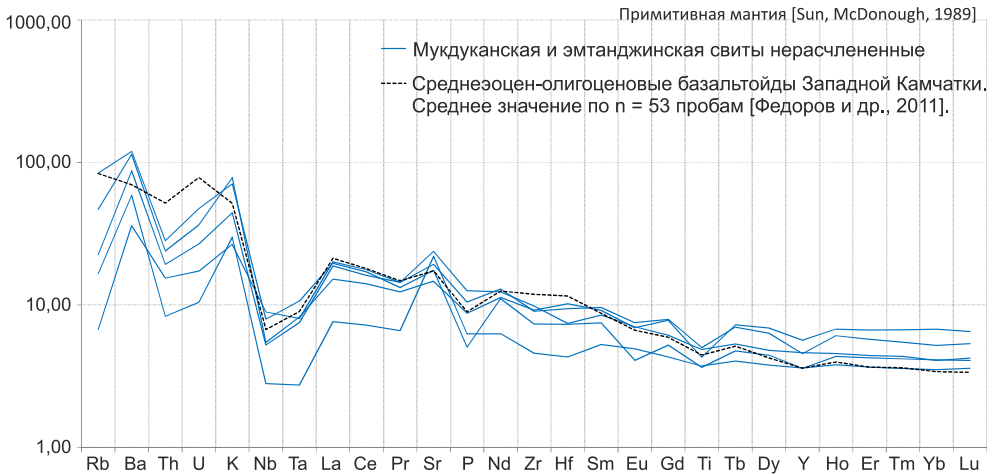
**Рис. 11.** Мукдуканская и эмтанджинская свиты нерасчлененные и догдинская свита на диаграмме разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства [Петрографический кодекс, 2008].

### Диаграмма редкоземельных элементов



**Рис. 12.** Мукдуканская и эмтанджинская свиты нерасчлененные на диаграмме спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985].

### Мультиэлементная диаграмма



**Рис. 13.** Мукдуканская и эмтанджинская свиты нерасчлененные на мультиэлементной диаграмме, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989].

Мощность образований мукдуканской и эмтанджинской свит достигает 1600 м.

Эмтанджинская свита (*J<sub>em</sub>*) закартирована только у южной рамки листа, на правобережьях рек Моголох и Буор-Юрях.

Свита сложена андезитами, их туфами, лавобрекчиями и лавокластитами в чередовании с отдельными потоками базальтов и андезибазальтов, иногда



риолитов и риодацитов. Среди вулканитов присутствуют прослои алевролитов в переслаивании с аргиллитами, с отдельными прослоями песчаников, туфов среднего и основного состава. В алевролитах и аргиллитах обнаружены двустворки *Buchia concentrica* (Sow.), *B. mosquensis* (Buch) и *B. lindstroemi* (Sok.). Для свиты характерна резкая фаціальная изменчивость.

Возраст свиты определяется комплексом двустворок в объеме оксфордского и раннекимериджского веков поздней юры.

Мощность свиты – до 560 м.

Догдинская свита ( $J_3dg$ ) без видимого перерыва залегает на эмтандинской свите, распространена в междуречье Томмот–Буор–Юрях. Вместе с субвулканическими образованиями, пространственно и генетически связанными с эффузивами догдинской свиты, они образуют догдинский вулканический комплекс дацит-риолитовый.

Свита сложена риолитами, риодацитами, дацитами, их туфами, лавобрекчиями, лавокластитами и кластолавами, чередующимися с горизонтами аргиллитов, алевролитов, песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов. Среди туфов есть грубообломочные и пепловые разности.

Покровы эффузивов и пласты туфов разделены горизонтами (30–90 м) и многочисленными прослоями желто-серых алевролитов с прослойками аргиллитов и мелкозернистых песчаников, заключающих остатки двустворчатых моллюсков. Фаціальные изменения по латерали незначительны и выражены в изменении соотношения вулканогенных и терригенных пород.

*Риолиты и риодациты*, различающиеся преимущественно по химическому составу, порфировые или афировые, нередко миндалекаменные или флюидалные породы с вкрапленниками (5–20%) олигоклаза или андезина ( $An_{33}$ ), реже калиевого полевого шпата, кварца и биотита, замещенного хлоритом. Основная масса микро-мелкокристаллическая (до 0,1–0,3 мм), кварц-полевошпатовая, с аллотриоморфнозернистой, участками микрофельзитовой, микропйкилитовой, гранофировой или сферолитовой структурой, нередко с флюктуационной текстурой.

*Дациты* – порфировые породы с вкрапленниками (10–30%) кислого и среднего плагиоклаза и биотита, замещенного хлоритом и рудным минералом, иногда кварца. Основная масса микро-мелкокристаллическая (до 0,35 мм), нередко флюидалная, с пилотакситовой или гиалопилитовой структурой, образована параллельно ориентированными микролитами и мелкими табличками плагиоклаза, погруженными в бурое девитрифицированное стекло, частично замещенное хлоритом и карбонатом или преобразованное в микрофельзитовый агрегат кварц-полевошпатового состава. Наиболее раскристаллизованные разности с гипидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой структурой состоят из мелких табличек плагиоклаза (15%), нечеткотабличчатых или аллотриоморфных выделений калиевого полевого шпата (25–20%), пластинок хлорита (10–15%) и изометричных зерен рудного минерала размером до 0,1 мм (10%), в интерстициях между которыми иногда присутствует кварц (5%). В миндалекаменных дацитах миндалины выполнены хлоритом или микро-мелкозернистым кварцем.

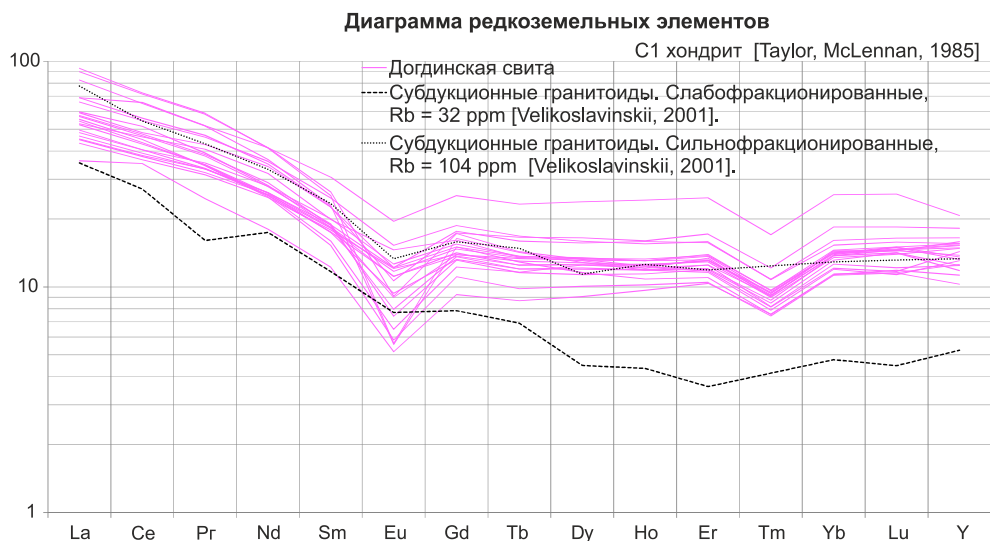
*Грубообломочные туфы* кислого состава (до 10–15 см) состоят из неправильных обломков риолитов, риодацитов или дацитов. Цемент представлен

мелкообломочным (до 5–10 мм) материалом того же состава, что и крупные литокласты, и содержит около 10–15 % осколков кристаллов плагиоклаза.

*Пепловые туфы* кислого состава – это мелко- и тонкозернистые (до 0,1–0,3 мм) породы, кристалло- или витро-кристаллокластические, состоящие из изометричных обломков вулканического стекла кислого состава и кристаллокластов плагиоклаза и кварца, часто содержат вкрапленность гидроокислов железа. Цемент состоит из продуктов разложения пелитовой витрокластики и преобразован в микрофельзитовый агрегат кварц-полевошпатового состава.

В *лавобрекчиях* обломочный материал сцементирован флюидальными стекловатыми риолитами, риодацитами или дацитами. В *лавокластитах* цемент представлен криптокристаллическим кварц-полевошпатовым агрегатом с фельзитовой и микрофельзитовой структурой и нечеткой флюктуационной текстурой. *Кластолавы* сложены мелкими обломками риолитов, риодацитов, андезитов, плагиоклаза, кварца и кислого вулканического стекла, сцементированных лавой дацитового состава.

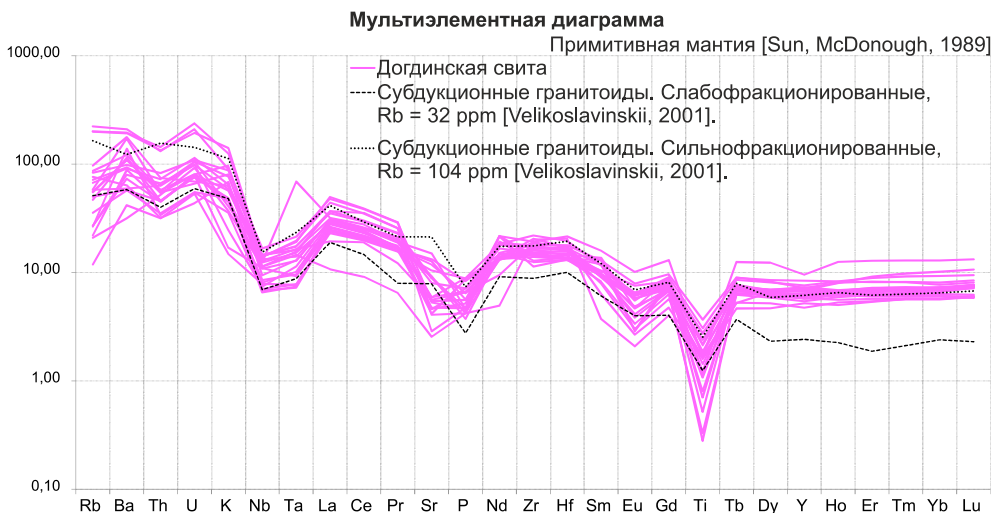
По химическому составу лавы относятся к породам кислого состава умеренно- и низкощелочного рядов: риолитам, низкощелочным риолитам, риодацитами, низкощелочным риодацитами и дацитами (рис. 9). Породы принадлежат к толеитовой и известково-щелочной сериям (рис. 10), по типу щелочности все они натриевые. По содержанию калия эффузивы умеренно- и низкокалиевые (рис. 11), по коэффициенту глиноземистости весьма высокоглиноземистые.



**Рис. 14.** Догдинская свита на диаграмме спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985].

На диаграмме редкоземельных элементов (рис. 14) спектры распределения пород свиты имеют крутой положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 3,98–11,52$ ). Тренд распределения

выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 3,58-5,77$ ;  $Gd/Yb = 1,01-1,76$ ). Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 104,01-211,07$  ppm. Породы по содержанию суммы редких земель сопоставимы со слабофракционированными надсубдукционными гранитоидами ( $\Sigma REE = 162,34$  ppm,  $Rb = 104$  ppm [Velikoslavinskii, 2001]). Распределение имеет отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,28-0,82$ ). На мультиэлементной диаграмме (рис. 15) пород свиты наблюдается сильное обогащение крупноионными литофильными элементами и в целом имеют равномерное обогащение элементами по степени их некогерентности с явной положительной аномалией Ba, отрицательными аномалиями по Nb, Ta, Sr, P, Eu и интенсивной аномалией по Ti. Наличие характерной отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. Отрицательные аномалии Sr связана с фракционированием плагиоклаза. Отрицательные аномалии P, Ti связаны с фракционированием апатита и титанистых минералов.



**Рис. 15.** Догдинская свита на мультиэлементной диаграмме, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989].

Комплекс двустворок *Buchia rugosa* (Fisch.), *B. mosquensis* (Buch), *B. tenuistriata* (Lah.), *B. orbicularis* (Hyatt), *B. russiensis* (Pavl.) определяет возраст догдинской свиты в интервале позднекимериджского–раннегитонского времени поздней юры.

Мощность догдинской свиты – 350–500 м.

#### ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования верхней юры – нижнего мела, представленные илин-юрянской свитой, распространены в Абырабыт-Верхнеселенняхском СР Северо-Полоусненской СФЗ Полоусненской СФО.

## Полоусненская СФО (IV)

### Северо-Полоусненская СФЗ (IV-1)

#### Абырабыт-Верхнеселенняхский СР (IV-1.1)

Илин-юряхская свита ( $J_3$ - $K_{1l}$ ) распространена только в северной половине района, залегает согласно на подстилающих отложениях чондонской свиты, верхней границы нет. Отличается от нижележащих свит преобладанием в разрезе алевролитов и аргиллитов. Свита выделяется на космических снимках. Представлена она переслаивающимися (0,01–0,5 м, редко до 1,5 м) алевролитами и аргиллитами или алевролитами, аргиллитами и песчаниками с редкими пластами (3–50 м) песчаников. Песчаники серые и темно-серые, иногда с коричневатым оттенком, мелкозернистые, реже среднезернистые массивные. Алевролиты темно-серые от мелко- до крупнозернистых, среди них есть тонкогоризонтально-, волнисто- и косо волнистослоистые разновидности. Аргиллиты темно-серые и черные массивные и тонкогоризонтально-слоистые.

В разных местах в свите найдены *Buchia piochii* (Gabb.), *B. lahuseni* Pavl., *B. cf. krotovi* Pavl., *B. terebratuloides* (Lah.), *B. hyatti* Pavl., *B. aff. trigonoides* Lah., *B. cf. trigonoides* Lah., *B. tenuicolus* Pavl., *B. circula* Parak., *B. flexuosa* Parak., *B. fischeriana* Orb., *B. cf. russiensis* Pavl. Этот комплекс указывает на позднетитонский (средневожский) возраст пород. На правом берегу р. Чондон на листе R-53 в свите найдены *Buchia terebratuloides* (Lah.), *Buchia ex gr. unshensis* (Pavl.), *Buchia cf. unshensis* (Pavl.), которые, по заключению В. А. Захарова, относятся к верхневожскому подъярису (нижний берриас) [ГК R-53, в издании]. Возраст свиты принимается в объеме позднего титона – раннего берриаса.

Видимая мощность свиты – от 300 до 800 м.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Стратифицированные образования меловой системы относятся к нижнему отделу и распространены в пределах Тумус-Нельканской и Джахтардах-Олойской СФО.

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

#### Тумус-Нельканская СФО (VIII)

Тумус-Нельканская СФО протягивается через центральную и южную части территории листа от западной его границы (верховья рек Чондон, Иргичен и Селеннях) до восточной и южной. В ее пределах развиты образования тумусской толщи.

Тумусская толща ( $K_{1tm}$ ) распространена на небольших по площади участках на востоке Тумус-Нельканской СФО – в верховьях рек Эликчян, Тиглякчан, Хачымар, Гусиная и в верховьях левых притоков р. Баки. Толща

выделена при ГДП-200 листов R-54-XXIII, XXIV [Данилов, 2015ф] и подготовке ко второму изданию ГК листов R-54-XXIII, XXIV [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании] взамен выделявшейся здесь ранее тумусской свиты [Бояршинов, 1969ф] или эликчанской толщи [Трунилина, 1988ф]. Тумусская толща составляет тумусский вулканический комплекс андезит-дацитовый.

Тумусская толща с угловым несогласием горизонтально или пологонаклонно (под углами до 15–20°) перекрывает дислоцированные отложения позднекаменноугольного и юрского возрастов. Толща сложена андезитами, дацитами, их туфами, кластолавами и лавобрекчиями, в подчиненном количестве присутствуют маломощные покровы андезибазальтов, риодацитов, риолитов. Толща характеризуется значительной фациальной изменчивостью. В верховьях рек Эликчан, Тиглякчан и р. Хачымар в ее составе преобладают эффузивные лавовые фации, в верховьях р. Гусиная до 50 % ее объема составляют пирокластические образования. На левобережье р. Хачымар она сложена преимущественно терригенными породами.

Наиболее полный разрез толщи с преобладанием покровных лавовых фаций изучен в бассейне правого притока р. Эликчан (руч. Утесный) [Аулов, 1988ф]. Толщу здесь слагают дациты с прослоями их туфов, риолиты с горизонтом туфов андезитов; верхняя часть толщи представлена дацитами, андезибазальтами, чередованием дацитов и риодацитов, их туфами и игнимбридами. Суммарная мощность толщи по разрезам правого притока р. Эликчан составляет 312 м.

На левобережье р. Хачымар большая часть толщи (до 140 м) сложена чередованием песчаников, алевролитов, туфоалевролитов и аргиллитов с конгломератами и гравелитами в основании (до 10 м). Выше (до 80 м) залегают туфы дацитов и андезитов, дациты и андезиты. Мощность толщи здесь достигает 220 м.

*Андезиты и андезидациты* – различающиеся преимущественно по химическому составу порфиновые породы с пилотакситовой и гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники (от 10–15 до 25–30 %) представлены андезином, обыкновенной роговой обманкой и биотитом. Темноцветные минералы, как правило, опацифицированы.

*Андезибазальты* характеризуются гиалопилитовой или микролитовой структурой основной массы и содержат многочисленные вкрапленники (30–35 %) моноклинного пироксена и плагиоклаза, иногда ортопироксена и оливина. В стекле, в которое погружены микролиты плагиоклаза, присутствует тонкая вкрапленность рудного минерала.

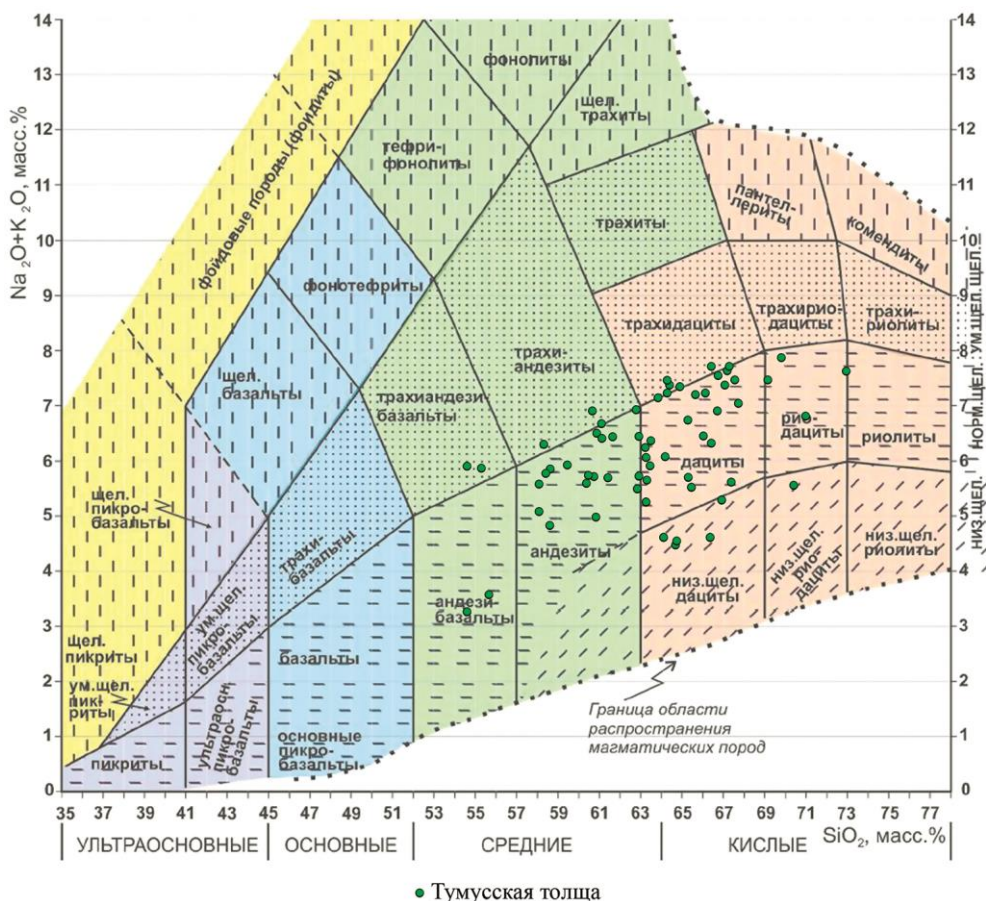
*Дациты* – порфиновые породы с вкрапленниками (до 30–35 %) плагиоклаза, реже амфибола, биотита и кварца, иногда калиевого полевого шпата и пироксена. Основная масса гиалопилитовая, иногда пилотакситовая, нередко стекловатая, частично раскристаллизованная в кварц-полевошпатовый фельзитовый и микрофельзитовый агрегат. В *риолитах* и *риодацитах* вкрапленники (25 %) представлены плагиоклазом, кварцем, редко – калиевым полевым шпатов. Основная масса кварц-полевошпатовая с фельзитовой и микрофельзитовой, реже микроаллотриоморфнозернистой структурой, неравномерно раскристаллизованная. Плагиоклаз фенокристаллов в андезитах, дацитах и

андезидацитах образует идиоморфные таблитчатые выделения со сложным полисинтетическим двойникованием и полициклической зональностью, по составу отвечает андезину ( $An_{35-45}$ , реже до  $An_{55}$ ), в андезибазальтах – лабрадору (до  $An_{60}$ ), калиевый полевой шпат представлен санидином [Трунилина, 1988ф]. Среди темноцветных минералов наиболее распространены амфибол, представленный обыкновенной буро-зеленой роговой обманкой, и биотит. В наиболее основных разностях наблюдаются замещенные агрегатом вторичных минералов выделения пироксена и единичные зерна серпентинизированного оливина. В редких реликтах диагностируются как моноклинный пироксен, представленный авгитом, так и ортопироксен. Редкие фенокристаллы кварца часто оплавлены. Вторичные изменения выражены деанортитизацией, альбитизацией и карбонатизацией плагиоклаза, карбонатизацией и серпентинизацией пироксенов и оливина, опациитизацией и хлоритизацией роговой обманки и биотита. В основной массе наблюдается альбитизация микролитов, стекло часто девитрифицировано, карбонатизировано или аргиллизировано (в зависимости от его первоначального состава).

*Туфы дацитов и андезитов, лавобрекчии и кластолавы андезитов* – мелкообломочные, псефито-псаммитовые породы, сложенные обломками соответствующих пород, вулканического стекла и кристаллокластами полевых шпатов и темноцветных минералов, а также содержащие редкие ксеногенные обломки алевролитов и аргиллитов. В туфах цемент пепловый алевропелитовый, витрокластический, в лавобрекчиях обломочный материал сцементирован вулканическим стеклом того же состава, что и в обломках эффузивов. В кластолавах цемент представлен стекловатыми лавами, по структурно-текстурным особенностям отличающимися от вулканитов обломочной части. В зонах контактового метаморфизма породы толщи биотитизированы и окварцованы. При этом основная масса пород преобразуется в микролепидогранобластовый и микрогранолепидобластовый агрегат кварца и микрочешуйчатого биотита. Последующие метасоматические преобразования пород выражены их хлоритизацией, актинолитизацией, эпидотизацией и сульфидизацией, а также альбитизацией. Вдоль зон дробления по вулканитам толщи образуются кварц-турмалиновые и турмалин-кварцевые метасоматиты [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

На TAS-диаграмме основная часть эффузивов тумусской толщи располагается в ряду нормальной щелочности, чуть захватывая ряды умеренной и низкой щелочности. Породы соответствуют большей частью андезитам и дацитам, меньшей – андезибазальтам, риодацитам (рис. 16). Принадлежат к известково-щелочной (рис. 17) и умереннощелочной петрохимическим сериям. Породы обеих серий обладают калиево-натриевым и натриевым типом щелочности (породы среднего состава – только калиево-натриевым). Эффузивы характеризуются высокой и умеренной калиевокостью (рис. 18), весьма высокой и высокой глиноземистостью.

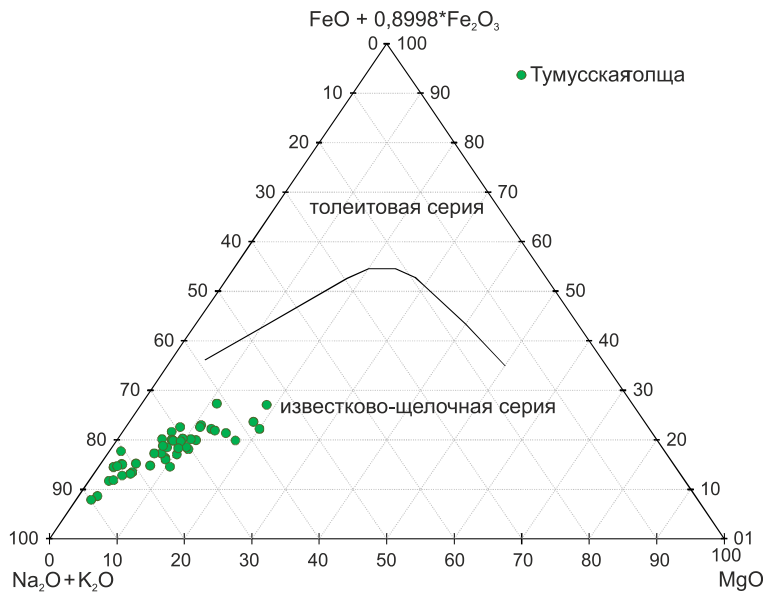
На дискриминационной диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5) андезибазальты свиты попадают в поле активных континентальных окраин и энсиалических островных дуг, имеют высокие Th/Yb отношения = 4,74–8,64.



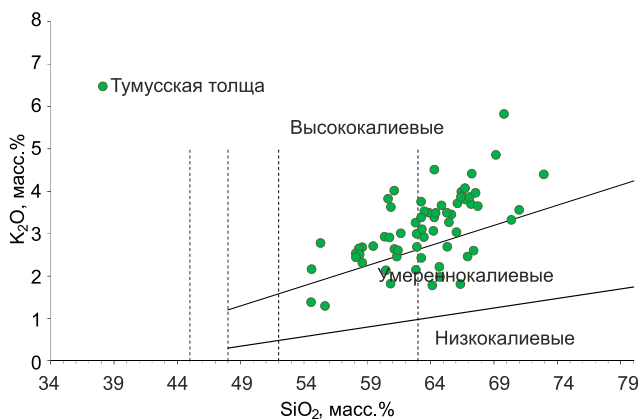
**Рис. 16.** Тумусская толща на диаграмме щелочности–кремнекислотности для эффузивных пород [Петрографический кодекс, 2008].

На диаграмме редкоземельных элементов (рис. 19) спектры распределения эффузивов толщи имеют положительный наклон, более крутой, чем у подобных кривых пород догдинской свиты. Породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 9,42-40,45$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 4,27-12,52$ ;  $Gd/Yb = 1,70-3,68$ ). Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 124,56-277,50$  ppm.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 20) тренды распределения элементов пород тумусской толщи имеют отрицательные аномалии по Ta-Nb, P и Ti. Наличие отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. В целом тренды распределения элементов пород толщи схожи с трендами распределения среднеэоцен-олигоценых базальтоидов Западной Камчатки (среднее значение из  $n = 53$  пробам [Федоров и др., 2011]), отличаясь большим обогащением несовместимыми элементами и легкими лантаноидами относительно тяжелых по причине их более кислого состава.



**Рис. 17. Тумусская толща на тройной диаграмме АФМ в весовых процентах с нанесенной линией Ирвинга [Irvine and Baragar, 1971].**



**Рис. 18. Тумусская толща на диаграмме разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства [Петрографический кодекс, 2008].**



### Диаграмма редкоземельных элементов

C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]



Рис. 19. Тумусская толща на диаграмме спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985].

### Мультиэлементная диаграмма

Примитивная мантия [Sun, McDonough, 1989]

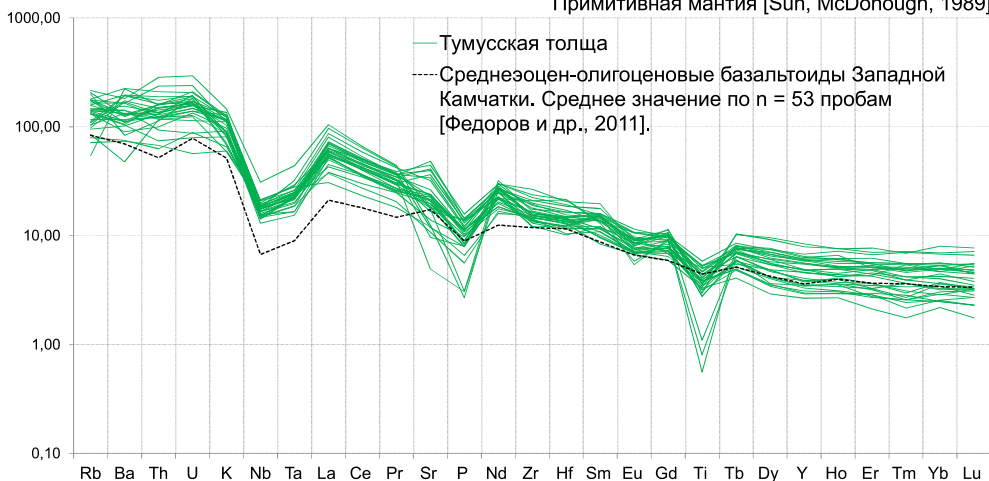


Рис. 20. Тумусская толща на мультиэлементной диаграмме, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989].

Относительный возраст толщи определяется ее несогласным залеганием на дислоцированных юрских отложениях, контактово-метаморфическими ее преобразованиями, связанными с внедрением гранитоидов эликчанского комплекса аптского возраста, а также прорыванием пород толщи субвулканическими телами сасыл-тиннахской ассоциации, для которых установлен

альбский возраст. Имеющееся для андезитов толщи определение возраста U-Pb методом по циркону составляет  $127 \pm 1$  млн лет, что отвечает барремскому веку раннемеловой эпохи [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]. Более ранние геохронологические определения K-Ar методом по валовому составу пород по данным разных авторов составляют  $126-106 \pm 5$  и  $66 \pm 5$  млн лет [Трунилина, 1988ф; Аулов, 1988ф]. С учетом данных геохронологических определений U-Pb методом по циркону, возраст тумусской толщи определен как раннемеловой, барремский.

Мощность тумусской толщи изменяется от 50–100 до 350 м.

## **Джахтардах-Олойская СФО (IX)**

В Джахтардах-Олойской СФО стратифицированные меловые образования известны в пределах Джахтардахской СФЗ.

### ***Джахтардахская СФЗ (IX-2)***

Джахтардахская СФЗ расположена в южной половине территории листа, в бассейнах рек Уяндина, Эстериктях, Хатынгнах. В ее пределах развиты образования сасыл-тиннахской толщи, джахтардахской свиты и хачимчерской толщи.

Сасыл-тиннахская толща ( $K_1st$ ) вместе с субвулканическими образованиями (будут описаны в гл. «Магматизм») составляют сасыл-тиннахский вулканический комплекс трахидацит-трахириолит-риолитовый, который вместе с сасыл-тиннахским плутоническим комплексом гранитовым входит в сасыл-тиннахскую вулкано-плутоническую ассоциацию. Толща распространена на водоразделе верховьев рек Дяхтардах и Неркучан, в бассейнах рек Нонгондя и Хачымар, в верховьях левого притока р. Эстериктях (р. Тахсы) и в небольшом выходе на р. Инач. На ГК R-53-(55) новой серии толща была закартирована как нижний–верхний отделы мела [ГК R-54; R-53-(55), 1992]. Сасыл-тиннахская толща с несогласием перекрывает палеозойские, триасовые, юрские отложения, вулканы тумусской толщи и гранитоиды раннемелового возраста. Толща сложена трахириодацитами, трахидацитами, трахириолитами, их лавокластитами и туфами, реже риодацитами, дацитами и риолитами, в нижней части – конгломератами, конгломерато-брекчиями, туфопесчаниками, алевролитами, аргиллитами и единичными потоками трахитов.

В наиболее полных разрезах нижняя часть толщи мощностью до 70 м обычно представлена конгломератами, песчаниками и туфопесчаниками с тонкими прослоями алевролитов и углистых аргиллитов, содержащих остатки углефицированной флоры, и единичными потоками трахитов; средняя часть (до 180 м) сложена в основном литокластическими туфами и лавокластами трахидацитов, риолитами и трахириолитами; в верхней части (до 130 м) залегают риодациты, трахириолиты в чередовании с трахириодацитами и трахидацитами. Максимальная мощность толщи – 340–350 м [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

В верховьях р. Тахсы к образованиям толщи отнесены маломощные покровы розовато-лиловых флюидальных риолитов и их туфов, выше которых залегает покров трахитов кремневых, желтовато- и светло-зеленовато-серых мощностью до 15 м. Суммарная видимая мощность отложений в этом районе составляет 40–50 м [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании]. В нижнем течении р. Инач толща представлена известковыми валунно-галечными конгломератами мощностью до 25–30 м [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

В верховьях Хачымар в составе толщи преобладают лавы риолитов, содержащие прослойки туфов и редкие потоки риодацитов, видимая мощность толщи здесь – 170 м. К юго-западу от этого выхода, в верховьях левых притоков р. Нонгондя в составе толщи преобладают спекшиеся туфы, кластолавы и лавобрекчии риолитов. На правобережье р. Нонгондя и правобережье низовьев р. Хачымар в ее составе преобладают покровные лавовые фации. Мощность образований толщи на этих участках не превышает 50–100 м.

Все вулканогенные породы в различной степени каолинизированы, окварцованы, гематитизированы, калишпатизированы, участками преобразованы в аргиллизиты, вторичные кварциты и кварц-фельдшпатоидные метасоматиты.

*Трахирюдациты и трахидациты* – порфиновые породы с фенокристаллами (до 30%) биотита, плагиоклаза ( $An_{28-30}$ ) и калиевого полевого шпата (санидина, реже ортоклаза), редко кварца, диопсида и роговой обманки. Основная масса гиалопилитовая или фельзитовая, участками сферолитовая, в трахидацитах – преимущественно пилотакситовая.

*Дациты и риодациты* при сходных структурно-текстурных особенностях отличаются от пород умереннощелочного ряда практически полным отсутствием калиевого полевого шпата.

*Трахирюлиты и риолиты* – афировые или порфиновые, с гиалиновой или фельзитовой структурой и редкими вкрапленниками (до 5–10%) биотита, санидина и кварца различаются преимущественно по химическому составу.

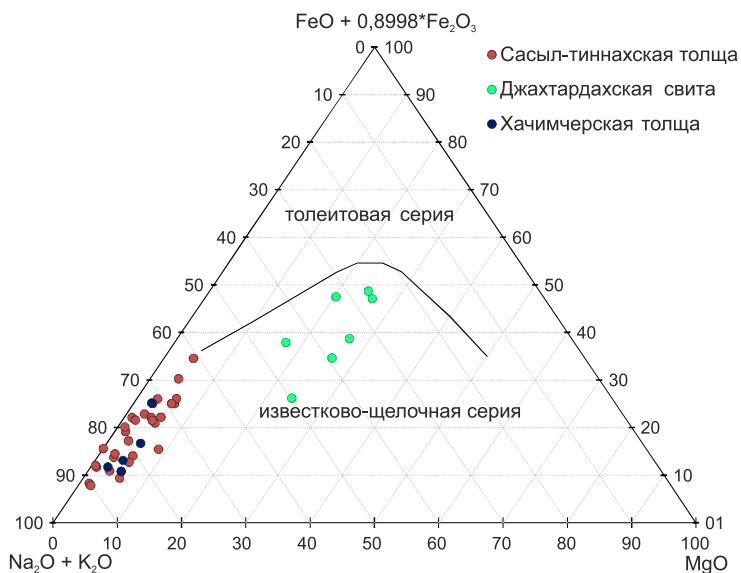
В *трахитах* порфиновые вкрапленники пироксена и амфибола образуют гломеросростки в микропойкилитовой основной массе.

*Лавокластиты* – псефитовые породы, состоящие из обломков эффузивов, сцементированных лавой или стеклом того же состава. Туфы – псефитопсаммитовые, лито- или кристалло-витрокластические сложены обломками сильно измененных эффузивов, частично раскристаллизованного или измененного стекла, реже – плагиоклаза и пироксена, с пепловым цементом.

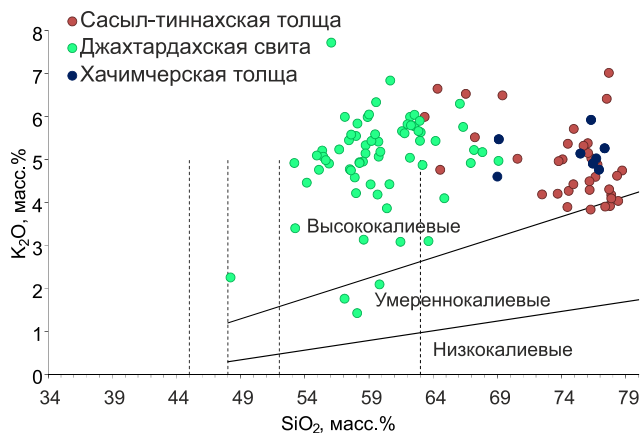
Большая часть эффузивов сасыл-тиннахской толщи на диаграмме TAS попадает в поле риолитов, помимо этого – в поля трахирюлитов, риодацитов, трахирюдацитов и трахидацитов, то есть относятся к кислым породам нормального и умереннощелочного рядов (рис. 21). Эти породы принадлежат к известково-щелочной (рис. 22) и умереннощелочной петрохимическим сериям. Породы умереннощелочной серии калиево-натриевого типа щелочности, известково-щелочной серии, как правило, калиево-натриевого, реже калиевого типов щелочности. По содержанию калия все эффузивы высококалиевые (рис. 23), по коэффициенту глиноземистости весьма и крайне высокоглиноземистые. Высококалиевость пород толщи свидетельствует, по всей видимости, о большой мощности континентальной коры во время данной вулканической деятельности.



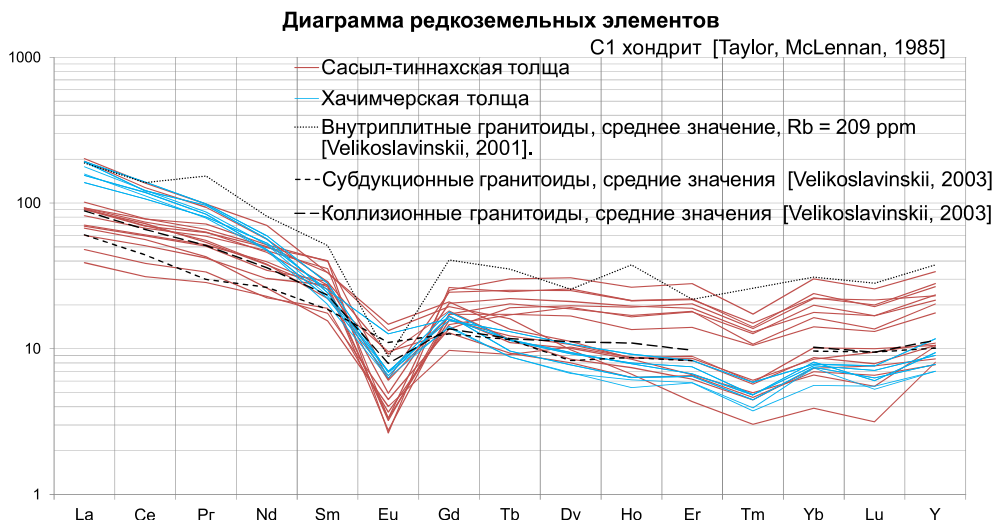
жания литофильных и высоkozарядных элементов и наличие высокой отрицательной аномалии по Sr, P и Ba является признаком высоких кристаллизационных дифференциатов полевых шпатов. Отрицательная аномалия Ti связана с фракционированием титанистых минералов.



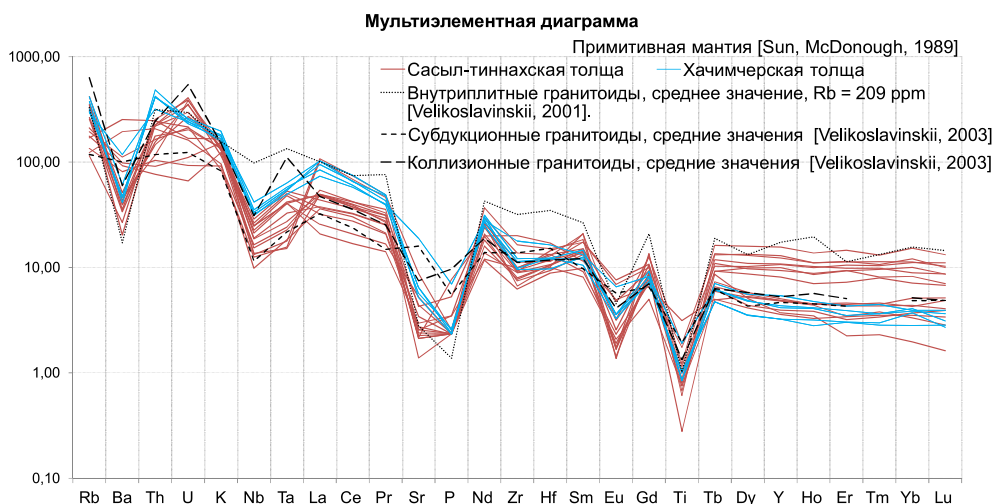
**Рис. 22.** Сасыл-тиннахская толща, джахтардахская свита и хачимчерская толща на тройной диаграмме AFM в весовых процентах с нанесённой линией Ирвинга [Irvine and Baragar, 1971].



**Рис. 23.** Сасыл-тиннахская толща, джахтардахская свита и хачимчерская толща на диаграмме разделения магматических пород на низкокалийевые, умереннокалийевые и высококалийевые семейства [Петрографический кодекс, 2008].



**Рис. 24. Сасыл-тиннахская и хачимчерская толщи на диаграмме спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985].**



**Рис. 25. Сасыл-тиннахская и хачимчерская толщи на мультиэлементной диаграмме, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989].**

Раннемеловой возраст толщи определяется находками в аргиллитах ее нижней части листовой флоры альбского возраста *Ginkgo huttonii* (Sterbn.) Heer, *Baiera polymorpha* Samyl., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Desmiophyllum magnum* (Samyl.) Samyl., *Coniopteris bicrenata* Samyl. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Мощность сасыл-тиннахской толщи – до 350 м.

Джахтардахская свита ( $K_{1dh}$ ) обнажается в верховьях рек Дяхтардах, Эстериктях, Хатыннах-Сала, Турах и в бассейне р. Хатынгнах. В виде небольших покровов отмечается в долине правого притока р. Быллат, а также в долине р. Инач. Стратотипической местностью является бассейн верхнего течения р. Дяхтардах. Со свитой генетически связаны субвулканические образования. Свита вместе с субвулканическими образованиями (будут описаны в гл. «Магматизм») составляют джахтардахский вулканический комплекс трахибазальт-трахиандезитовый, который вместе с джахтардахским плутоническим комплексом монзонит-сиенитовым входит в джахтардахскую вулкано-плутоническую ассоциацию. На ГК R-53-(55) новой серии в бассейне р. Дяхтардах свита была закартирована как нижний–верхний отделы мела, а в бассейне р. Хатынгнах как илиньтасский горизонт верхней юры [ГК R-54; R-53-(55), 1992]. На геологической карте листа R-54-XXIX,XXX в бассейне р. Хатынгнах свита картировалась как хатыннахская толща [ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

Джахтардахская свита залегает на кислых вулканитах сасыл-тиннахской толщи и палеозойских отложениях. На палеозойских отложениях она залегает с разрывом и угловым несогласием горизонтально или полого наклонно с горизонтом мелкогалечных и валунно-галечных конгломератов и туфогенно-осадочных пород в основании. В стратотипической местности по особенностям состава и строения свита разделяется на две части (подсвиты), сложенные основными и средними вулканитами повышенной щелочности.

Нижняя подсвита на водоразделах верховьев рек Дяхтардах–Эстериктях сложена покровами трахиандезитов и трахиандезибазальтов, реже трахиандезидацитов и трахидацитов. Мощность в разрезе – 250–270 м [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Верхняя подсвита в нижней части сложена трахибазальтами и трахиандезибазальтами массивными, нередко миндалекаменными, в верхней части – маломощными (до 20–30 м) покровами и потоками, разделенными горизонтами бурых и красных шлаков мощностью до 5–10 м. На водоразделе рек Дяхтардах–Турах трахиандезибазальты и трахибазальты мощностью около 200 м слагают единый покров и практически не содержат шлаки. Мощность верхней подсвиты варьирует от 80 до 200 м [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Свита характеризуется значительной фациальной изменчивостью по латерали.

В верховьях правых притоков р. Турах в составе нижней подсвиты преобладают трахиандезиты, отмечены также трахиандезибазальты, трахидациты, трахиандезидациты. Мощность в разрезе – 250–320 м. В верховьях левых притоков р. Хатыннах-Сала в ее составе встречаются трахиты и трахиандезидациты с покровом (10–15 м) трахибазальтов. Видимая мощность в разрезе – 85–95 м [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. Максимальная мощность нижней части составляет 330–340 м.

В бассейне р. Хатынгнах свита сложена эффузивами среднего и кислого составов, нормальной и повышенной щелочности и вулканокластическими породами – лавобрекчиями, кластолавами и туфами. В нижней части здесь преобладают андезиты, чередующиеся с их мелкообломочными туфами

и андезибазальтами, в верхней – дациты, андезидациты, их лавобрекчии, кластолавы и мелкообломочные туфы. Здесь мощность свиты составляет 210–240 м [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

Общая мощность свиты изменяется от 210–240 до 540 м.

*Трахиандезиты* – порфиновые или афировые породы с фенокристаллами (до 25–35 %) плагиоклаза ( $An_{38-52}$ ), биотита и авгита, редко – санидина или ортоклаза (до 5 %), в микролитовой или пилотакситовой основной массе, сложенной микролитами плагиоклаза, мелкими выделениями пироксена, девитрифицированным стеклом и калиевым полевым шпатом (до 5 %).

В *трахидацитах* и *трахиандезидацитах*, различающихся в основном по химическому составу, вкрапленники (до 30 %) представлены андезином и опациitized биотитом, редко – санидином (до 5 %). Основная масса микрофельзитовая, участками пилотакситовая, часто каолинизированная и гематитизированная.

*Трахибазальты* – порфиновые, нередко миндалекаменные, с вкрапленниками (25–30 %) авгита и оливина (10 %) и гиалопилитовой основной массой, состоящей из лейст или микролитов плагиоклаза и мелких выделений пироксена в девитрифицированном стекле. Иногда в породах наблюдается толлитовая структура, образованная табличками плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены черным сидеронитовым стеклом.

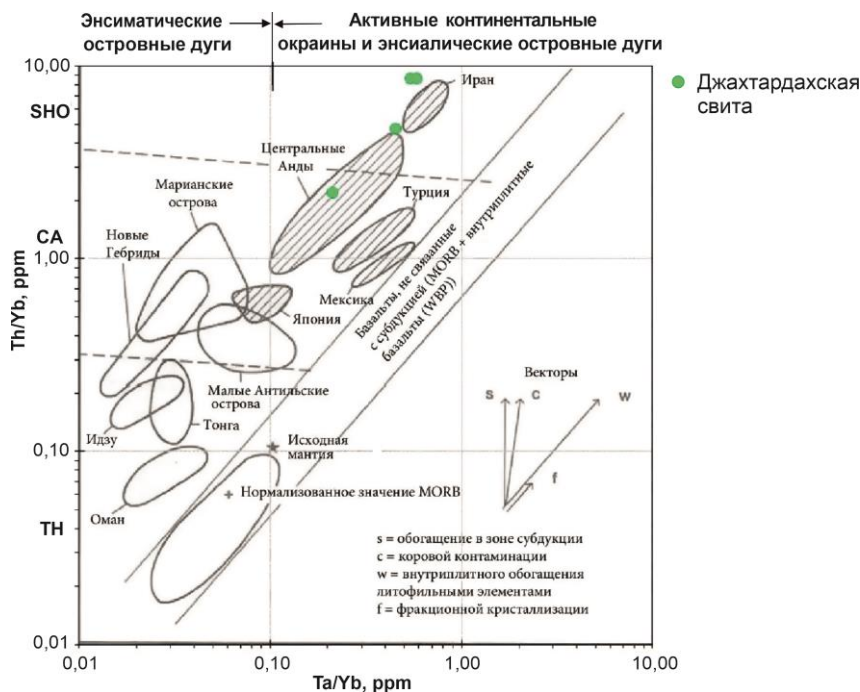
*Трахиандезибазальты* – порфиновые, с вкрапленниками (до 20 %) основного плагиоклаза, оливина, авгита, биотита (до 5 %) и с единичными фенокристаллами калиевого полевого шпата. По структурно-текстурным особенностям практически не отличаются от аналогичных пород нижней подсвиты [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

По петрохимическим параметрам эффузивы свиты относятся большей частью к породам умереннощелочного ряда и соответствующей петрохимической серии, в основном, к трахиандезитам и трахидацитам, реже к трахитам, трахиандезибазальтам. Меньшая часть эффузивов представляет собой породы нормальной щелочности, андезиты и дациты (рис. 21). Последние принадлежат к известково-щелочной петрохимической серии (рис. 22). Породы известково-щелочной серии обладают калиево-натриевым типом щелочности, а умереннощелочной серии – к калиевым и калиево-натриевым. Породы умереннощелочной серии калиевого типа щелочности представляют шошонит-латитовую подсерию. Эффузивы свиты высококалиевые (рис. 23), высокоглиноземистые и весьма высокоглиноземистые. Высококалиевость пород свиты и принадлежность части этих пород к шошонит-латитовой подсерии умереннощелочной серии свидетельствуют, по всей видимости, о большой мощности континентальной коры во время данной вулканической деятельности. На дискриминационной диаграмме  $Th/Yb-Ta/Yb$  вулканы свиты попадают в поле активных континентальных окраин и энсиалических островных дуг (рис. 26).

На диаграмме редкоземельных элементов (рис. 27) спектры распределения пород свиты имеют положительный наклон, породы сильно обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 8,93-43,25$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 4,45-9,4$ ;  $Gd/Yb = 1,59-3,77$ ). Породы сильно обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 115,15-$



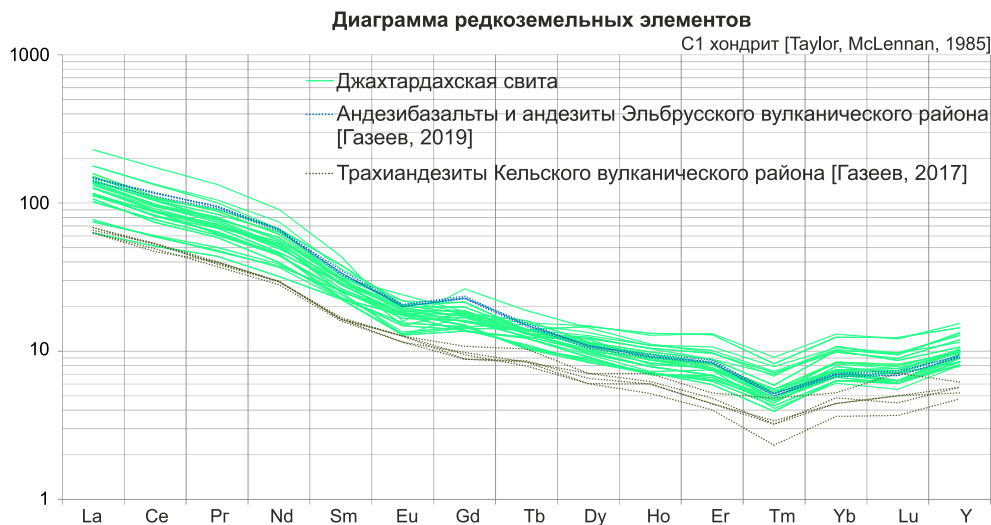
393,72 ppm, выше трахиандезитов Кельского вулканического района Кавказа ( $\Sigma\text{REE} = 117,67\text{--}130,84$  ppm [Газеев, 2017]) и сопоставимы с трахиандезитами Эльбруса ( $\Sigma\text{REE} = 200$  ppm [Bindeman, 2021]), андезибазальтами и андезитами Эльбрусского вулканического района ( $\Sigma\text{REE} = 260,97\text{--}274,19$  ppm [Газеев, 2019]). Спектр вулканитов свиты имеет незначительную европиевую аномалию ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,63\text{--}1,00$ ).



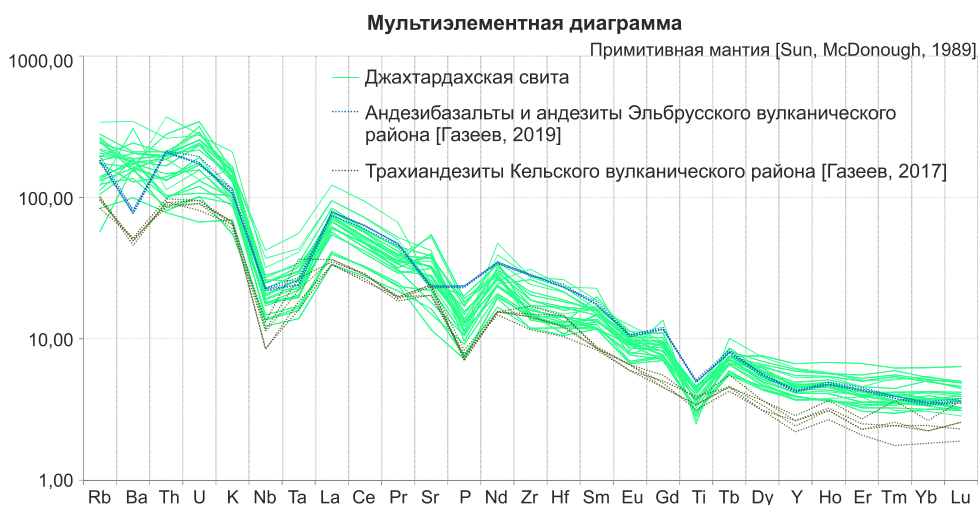
**Рис. 26.** Джайтардахская свита на дискриминационной диаграмме Th/Yb-Ta/Yb для базальтов различных геодинамических обстановок [Pearse, 1983].

Векторы показывают влияние следующих факторов: обогащения в зоне субдукции (s), коровой контаминации (c), внутрилитного обогащения литофильными элементами (w), фракционной кристаллизации (f).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 28) тренды распределения элементов пород свиты имеют равномерное обогащение элементами по степени их некогерентности и сильно обогащены крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. Имеется положительная аномалия по U, отрицательные по Th, Ta-Nb, P, Ti, незначительная по Eu. Наличие отрицательной аномалий по P и Ti отражает поведение титанистых минеральных фаз в расплаве и апатита. Отрицательная Ta-Nb аномалия характерна для пород, образованных в надсубдукционных условиях. Для сравнения на диаграммы были нанесены составы андезибазальтов и андезитов Эльбрусского вулканического поля [Газеев, 2019], в целом тренды сопоставимы и имеют те же характерные черты.



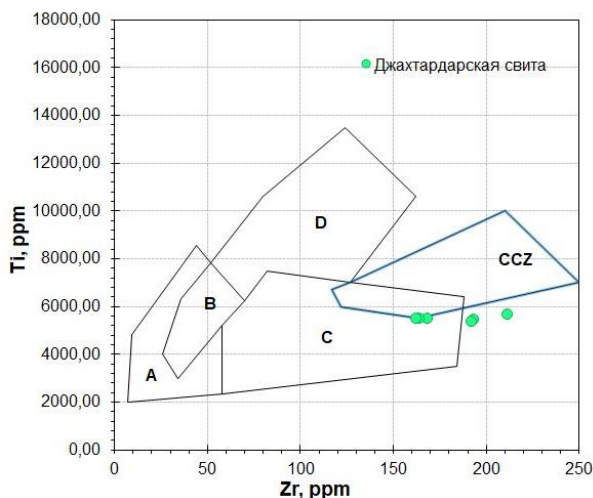
**Рис. 27.** Джаятардахская свита на диаграмме спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на С1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985].



**Рис. 28.** Джаятардахская свита на мультиэлементной диаграмме, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989].

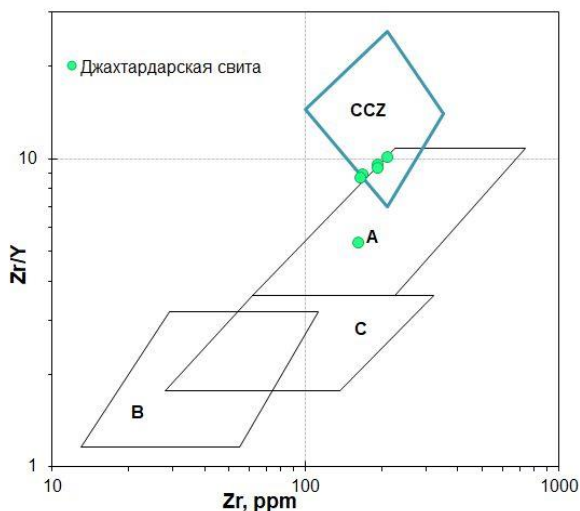
Н. В. Короновским при исследовании базальтов Кавказа [Короновский, Демина, 2004; Короновский, 2011] был выделен особый тип существенно обогащенных Zr, образовавшихся при процессах континентальной коллизии, вследствие чего были дополнены общеизвестные дискриминационные диаграммы  $Zr-Ti$ ,  $Zr-Zr/Y$ ,  $Zr-Ti/100-Y \times 3$  [Pearce, Cann, 1973; Pearce, Norry, 1979]. При исследовании пород свиты, вследствие малой распространенности в ней базальтов и отсутствия данных по ним, были использованы породы максимально приближенных к составу базальта с содержанием  $SiO_2 < 56\%$ . По  $Zr-Ti$  отношению породы частично попадают в поле зон континентальной

коллизии, отличаясь меньшим содержанием Ti, скорее всего это связано с тем, что для исследований были взяты породы не базальтового состава. По Zr–Zr/Y и Zr–Ti/100–Y×3 отношениям породы свиты большей частью попадают в поле магматизма континентальной коллизии (рис. 29–31).



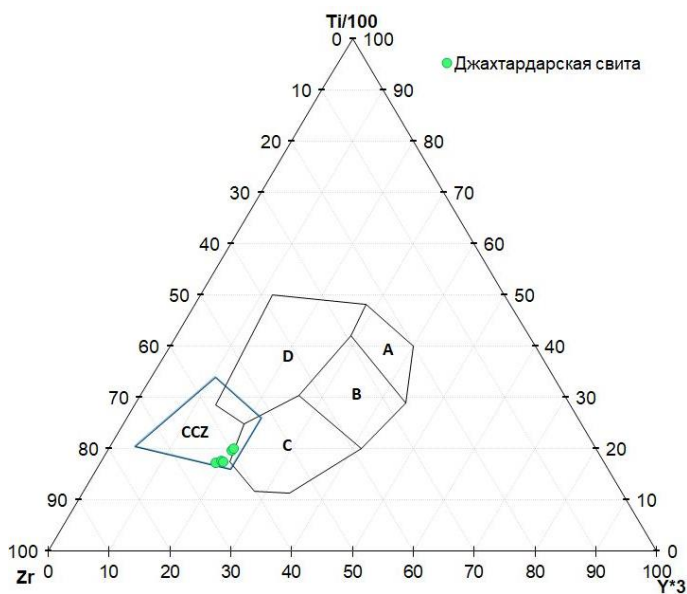
**Рис. 29. Джахтардарская свита на дискриминационной диаграмме Zr–Zr/Y [Короновский, Демина, 2004].**

А, В – низкокальциевые толеиты, В, D – базальты океанического дна, А, С – известково-щелочные базальты [Pearce, Cann, 1973]; CCZ – базальты зон континентальной коллизии [Короновский, Демина, 2004].



**Рис. 30. Джахтардарская свита на дискриминационной диаграмме Zr–Zr/Y [Короновский, Демина, 2004].**

А – внутриплитные базальты, В – базальты островных дуг, С – базальты срединно-океанических хребтов [Pearce, Norry, 1979]; CCZ – базальты зон континентальной коллизии [Короновский, Демина, 2004].



**Рис. 31. Джахтардарская свита на дискриминационной диаграмме Zr–Ti/100–Y×3 [Короновский, Демина, 2004].**

В – низкокальциевые толеиты, В, С – известково-щелочные базальты, В – базальты океанического дна, D – внутрилитные базальты [Pearce, Cann, 1973]; CCZ – базальты зон континентальной коллизии [Короновский, Демина, 2004].

Свита залегает на охарактеризованных флорой альбского возраста отложениях сасыл-тиннахской толщи. Изотопно-геохронометрические определения возраста андезитов нижней части свиты (левый приток р. Хатыннах) U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II) показали  $109,7 \pm 0,7$  млн лет, что соответствует альбскому веку раннемеловой эпохи [Казакова, Данилов, 2017ф; ГК R-54-XXIX,XXX, в издании]. Абсолютный возраст, определенный U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II) трахиандезитов комагматичного свите экструзивного купола (верховья р. Тахсы) –  $110,1 \pm 1,7$  млн лет [ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании].

Таким образом, возраст свиты соответствует интервалу альбского века раннего мела.

Общая мощность свиты – до 540 м.

Хачимчерская толща (К<sub>1</sub>h<sub>с</sub>) перекрывает вулканиты джахтардахской свиты. Толща выделяется впервые, на ГК R-54-XXIII,XXIV и R-54-XXIX,XXX второго издания эти отложения относились к сасыл-тиннахской толще [ГК R-54-XXIII,XXIV, в издании; ГК R-54-XXIX,XXX, в издании], на ГК R-53-(55) новой серии в пределах Хатыннахского вулканического поля толща вместе с джахтардахской свитой была закартирована как верхнеюрская илиньтасская свита [ГК R-53-(55)-Депутатский, 1992]. Толща вместе с субвулканическими образованиями (будут описаны в гл. «Магматизм») составляют хачимчерский вулканический комплекс трахидацит-трахириолитовый.

Толща выделена в пределах Хатыннахского вулканического поля в междуречье верховий рек Хачимчер и Мекчерге, названа по р. Хачимчер, распространена на водоразделах рек Хачимчер–Мекчирге. Толща сложена риолитами, трахириолитами, риодацитами, трахириодацитами, их лавобрекчиями, кластолавами и мелкообломочными туфами.

В верховьях р. Хачимчер в нижней части толщи преобладают кластолавы и ксенокластолавы риолитов с неравномерной, часто пятнистой окраской, от розово-серой и светло-коричневой до зеленовато- и серовато-белой, массивные, реже плитчатые, афанитовые до микрозернистых, и тонкообломочные туфы риолитов, содержащие обломки андезитов подстилающей хатыннахской толщи. В верхней части толщи преобладают ксенокластолавы и кластолавы риолитов и трахириодацитов серовато- и желтовато-белые, редко – лавобрекчии риолитов. Мощность толщи в этом районе составляет около 160 м. Юго-западнее, в истоках р. Мекчирге толща представлена риолитами и трахириолитами с прослоями их туфов и туффитов. Видимая мощность отложений здесь – до 140 м [Казакова, Данилов, 2017ф; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Большая часть эффузивов хачимчерской толщи, как и вулканыты сасылтиннахской толщи, на диаграмме TAS попадают в поле риолитов, помимо этого – в поля трахириодацитов и трахириолитов, то есть относятся к кислым породам нормального и умереннощелочного рядов (рис. 21). Эти породы принадлежат к известково-щелочной (рис. 22) и умереннощелочной петрохимическим сериям. Все породы калиево-натриевого типа щелочности. По содержанию калия в зависимости от кремнеземистости все эффузивы высококалиевые (рис. 23), по коэффициенту глиноземистости весьма высокоглиноземистые. Высококалиевость пород толщи свидетельствует, по всей видимости, о большой мощности континентальной коры во время данной вулканической деятельности.

На диаграмме редкоземельных элементов (рис. 25) спектры распределения пород толщи имеют положительный наклон ( $La/Yb = 18,23-46,83$ ), более крутой, чем у спектров распределения сасылтиннахской толщи ( $La/Yb = 2,60-39,01$ ), породы обогащены легкими PЗЭ относительно тяжелых. Тренд распределения выполаживается к тяжелым PЗЭ ( $La/Sm = 8,32-12,47$ ;  $Gd/Yb = 1,48-3,06$ ). Общие суммы редких земель REE = 125,68–393,72 ppm при Rb = 166–264 ppm. Распределение имеет выраженную отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,31-0,63$ ).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 26) пород толщи наблюдаются отрицательные аномалии по Ba, Nb, Sr, P, Zn, Eu, Ti. От подобной диаграммы сасылтиннахской толщи отличается более крутым наклоном, отсутствием положительной аномалии урана, менее выраженной аномалией Sr. Тренды пород хачимчерской толщи, как и сасылтиннахской, по характеру распределения схожи по ряду признаков с трендами субдукционных, коллизийных гранитоидов и внутриплитных гранитоидов.

Возраст риолитов толщи, определенный U-Pb методом по циркону (SHRIMP-II), составляет  $108 \pm 0,5$  млн лет, что соответствует альбскому веку раннемеловой эпохи.

Общая мощность толщи изменяется от 50 до 170 м.

# КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

## ПАЛЕОГЕНОВАЯ – НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

К палеогеновой и неогеновой системам отнесены образования коры выветривания и осадочные отложения.

Кора выветривания ( $P_1?$ ) распространена под чехлом разновозрастных кайнозойских отложений в Приморской СФЗ в пределах Ильдикиляхского, Тенкелийского, Аллаиховского СР и в Индигиро-Зырянской СФЗ в пределах Абыйского СР. Коры развиты по всем литологическим разностям палеозойских и мезозойских пород, вскрыты скважинами и горными выработками под чехлом рыхлых палеоген-неогеновых и четвертичных пород.

Низы коры обычно сложены обломками и дресвой сильно выветрелых пород с глинистым или песчаным заполнителем, а верхи – глинами или глинистыми алевритами, иногда с примесью песка. Судя по данным бурения, мощность коры варьирует от первых метров до 20 м.

Карьером на правом берегу р. Тенкели [ГК R-54-XV, XVI, 1980] в коре выветривания выделяются три горизонта, отличающиеся друг от друга степенью выветрелости пород и различной интенсивностью их химических преобразований.

1. Породы нижнего горизонта визуальнo почти не отличимы от невыветрелых пород и лишь в шлифах отчетливо видны новообразования мелкочешуйчатых и пластинчатых агрегатов гидрослюды, развивающиеся по глинистому цементу осадочных пород.

2. Образования вышележащего горизонта слабощементированные, рыхлые, шероховатые в изломе породы. Окраска их светло-серая и пепельно-серая. В горизонте развиты дресва и обломки (до 10–15 см) сильно выветрелых, иногда лимонитизированных пород. В шлифах видно, что обломки и цемент содержатся в равных количествах. Полевые шпаты сильно разрушены и нередко полностью замещены каолинит-гидрослюдистой массой.

3. Самый верхний горизонт сложен мелкозернистым кварцевым песком с небольшой примесью угловатых зерен полевого шпата и глинистым веществом. Цвет пород пестрый, но преобладают серо-зеленые, буро-коричневые тона с многочисленными пятнами гидроокислов железа. Рентгено-структурным и электронно-микроскопическим анализами фракции <0,001 мм установлено, что она в основном сложена гидрослюдой с примесью галлуазита и минералов каолиновой группы. Термический анализ глинистой фракции также показал присутствие гидрослюды с примесью каолинита. В тяжелой фракции отмечается повышенное содержание устойчивых к выветриванию минералов – касситерита, ильменита, монацита, топаза, рутила, магнетита при одновременном уменьшении неустойчивых – пироксена, амфибола и др.

Все три горизонта не имеют резких границ. Суммарная мощность – не менее 20 м, нижний – до 6 м, средний – до 10 м, верхний – до 4 м.

Скв. 1 (6 на карте), пробуренной в Селенняхской впадине в районе пос. Сайлык [Сметанникова, 1992ф] в интервале 242,8–262,2 м вскрыты:

1) каолинизированные обломки песчаников, алевролитов и сланцев, по периферии обломков от 1,0 до 3,0 мм кайма цвета бутылочного стекла. Запол-

нителем является каолинизированная глинистая масса зеленовато-серого, буровато-серого, коричневатого, палевого цвета. В пустотах – синий вивианит, а также бурый кристаллический, а иногда натечный карбонат – 14,2 м;

2) каолинизированные и неметаморфизованные обломки мезозойских пород в пестроцветной каолинизированной глинистой массе – 5,2 м.

Общая мощность – 19,4 м.

Глины каолинит-гидрослюдистые являются заполнителем для щебня, в различной степени измененного экзогенными процессами. Количество каолинита снизу вверх возрастает от 28 до 52 %, количество гидрослюды соответственно уменьшается от 71 до 35 %, в небольшом количестве содержится хлорит – от 1 до 13 %. Обломки мезозойских пород изменены в различной степени, при этом первыми замещаются глинистыми минералами (каолинитом и гидрослюдой) аргиллиты, в песчаниках видна зональность – неизменная внутренняя часть и глинистая оторочка.

На дневной поверхности на палеозойских породах сохранились фрагменты линейных кор выветривания преимущественно в зонах тектонических нарушений. Они представлены рыхлым щебнистым сыпучим и глинистым материалом, пропитанным желтыми и красно-бурными гидроокислами железа (гётит, лимонит), содержащим глинистые минералы (каолинит, монтморинит), гипсы, охры, возможно, с ярозитом. Мощность фрагментов линейных кор – от 0,3 до 30 м при протяженности в сотни метров.

В образованиях линейной коры выветривания выделяются зона смешанных слюд (верхняя) и зона дезынтеграции (нижняя). Состав пород зоны смешанных слюд зависит от материнского субстрата. На известковистых аргиллитах, хлоритовых и слюдисто-карбонатных сланцах образуются пестро окрашенные преимущественно каолинит-гидрослюдистые глины с обилием чешуек хлорита. Цвет их изменяется от серовато-зеленого, светло-палевого, серовато-розового до охристо-ржавого и буро-охристого. Глины вязкие и легко скатываются в колбаски. В зонах дробления на свежем срезе структурных глин хорошо видны просечки и мелкие гнезда кварца, который представлен маршалитом – кварцевой мукой. При этом четко видна морфология кварцевых образований. На известняках и доломитах образуется карбонатная сыпучка (мука) с примесью глинистого материала красновато-желтого или бурого цвета. В зоне дезынтеграции проявляются обломки пород субстрата, которые легко растираются руками. Количество и крепость обломков увеличивается по мере приближения к коренным породам. Граница между этими зонами также неровная и в целом повторяет границу контакта между образованиями коры выветривания и неизмененными коровыми процессами коренными породами [Аулов, 2006ф].

Рассмотренные коры выветривания не имеют биостратиграфических обоснований, их возраст условно принимается как палеоценовый, исходя из того, что во всех разрезах они с размывом перекрыты эоценовыми, олигоценными и миоценовыми отложениями. Наиболее древние кайнозойские (позднепалеоценовые) отложения янтарнинской толщи [Палеоген и неоген ... , 1989] содержат прослой белых глин каолинит-гидрослюдистого состава, вероятно, перетолженных из кор выветривания, тогда возраст кор древнее позднего палеоцена.

Мощность коры выветривания варьирует от первых метров до 20 м. Осадочные палеогеновые и неогеновые отложения известны в Арктической, Верхояно-Колымской и Индигиро-Колымской СФО.

## Арктическая СФО (X)

Арктическая СФО в пределах листа R-54 представлена Лаптевоморской и Приморской СФЗ.

### *Лаптевоморская СФЗ (X-1)*

Лаптевоморская СФЗ расположена в акватории Селляхской губы (залива моря Лаптевых). Стратиграфия Лаптевоморской СФЗ может быть основана только на данных сейсмических исследований. В пределах листа R-54 акватория не изучена сейсморазведочными работами. Ее строение можно предполагать по аналогии со межным с запада листом R-53, на территорию которого частично заходят несколько сейсмопрофилей: профиль КМПВ – Ш-К-86, выполненный ПГО «Севморгеология» и два профиля МОГТ, выполненные Лабораторией региональной геодинамики АН СССР (ЛАРГЕ).

На всех сейсмопрофилях МОГТ (ЛАРГЕ) [Драчев, 2000; Драчев, 2002] распознается рефlector «А», ниже которого не зафиксировано протяженных и регулярных отражений, и он рассматривается как поверхность акустического фундамента. Фундамент трактуется как гетерогенное, в основном складчатое, консолидированное в позднем мезозое основание. Рефlector «А» соответствует преломляющему горизонту II на профилях КМПВ [Виноградов, 1987; Виноградов, 1992; Аветисов, 1988ф].

Волновое поле выше горизонта «А» характеризует осадочный чехол (по данным КМПВ это I комплекс – дно–горизонт II), который состоит из двух крупных совокупностей сеймостратиграфических комплексов (СК) или сеймостратиграфических этажей. Нижний этаж включает четыре СК (СК-1–СК-4), разделенных сейсмическими реперами «1», «2», «3», и заполняет грабены. Сейсмические горизонты, разделяющие СК, прослеживаются четко только в центральной части акватории моря Лаптевых (в грабенах).

Верхний этаж плащеобразно перекрывает нижележащие СК и представлен одним СК-5. Он отделен от нижележащих СК горизонтом «4» – ярким сейсмическим репером с отчетливыми признаками эрозионного несогласия, срезающего нижележащие волновые пакеты (СК) в бортах грабенов. Горизонт «4» соответствует, вероятно, горизонту «L-4» на северных листах (S-53,54) [ГК S-53,54, 2016].

Палеоцен – средний миоцен. Сейсмокомплексы СК-1–СК-4 (гор. «А-4») (<sup>6</sup>P-N<sub>1</sub>). Нерасчлененные отложения, предположительно, палеоценового–среднемиоценового возраста на поверхности дна не вскрываются, поэтому сейсмокомплексы СК-1–СК-4 рассматриваются совместно. По характеру сейсмической записи предполагается прибрежно-морской, морской и континентальный генезис отложений. СК-1 может быть сложен глинистыми угленосными отложениями, преимущественно прибрежно-морского и континентального генезиса, возраст СК-1, предположительно, палеоцен. Возраст



ным аналогом верхней части комплекса на суше является янтарнинская толща. СК-2 может быть представлен прибрежно-морскими и континентальными песчано-глинистыми толщами, предположительно, ранне-среднеэоценового возраста. Возрастной аналог на суше – диринская свита. СК-3 может быть сложен частым переслаиванием песчаных, песчано-глинистых и угленосных пластов морского, прибрежно-морского и континентального генезиса, его возраст предполагается как средний–поздний эоцен. Возможным возрастным аналогом может служить тенкиченская свита. СК-4 сложен, предположительно, частым переслаиванием пластов преимущественно континентальных песчано-глинистых и песчаных отложений олигоцен-среднемиоценового возраста. Возрастные аналоги на суше – омолойская, онкучахская, ильдикиляхская и поварнинская свиты.

Суммарная мощность комплексов – 1–2 км.

Верхний миоцен. Нижняя часть сейсмокомплекса СК-5 (гор. «4-Б») ( $N_1$ ). СК-5 отделен от нижележащих СК горизонтом «4» – ярким сейсмическим репером с отчетливыми признаками эрозионного несогласия, срезающего нижележащие волновые пакеты (СК) в бортах грабенов. Отложения подкомплекса залегают как на подстилающих сейсмокомплексах СК-1–СК-4, так и на складчатых сооружениях фундамента [Драчев, 2000; Драчев, 2002].

Подкомплекс может быть сложен песчано-глинистыми и глинистыми морскими и прибрежно-морскими отложениями. На суше миоценовые хапчанская и кунгасская свиты залегают с несогласием на размытой поверхности подстилающих образований. Мощность подкомплекса – 200–300 м.

Плиоцен. Верхняя часть сейсмокомплекса СК-5 (выше гор. «Б») ( $N_2$ ). Плиоценовые отложения плащом покрывают всю площадь шельфа в пределах территории листа. Представлены они переслаиванием глин, алевролитов, песков морского и прибрежно-морского генезисов. Возрастные аналоги на суше – буорхайнская и эбеляхская свиты. Предполагаемая мощность подкомплекса – 100–200 м.

### ***Приморская СФЗ (X-2)***

Приморская СФЗ занимает низменные территории на севере листа. В Приморской СФЗ по особенностям вещественного состава и набору стратиграфических подразделений в пределах территории выделяются Ильдикиляхский, Святоносский, Тенкелийский, Аллаиховский и Гастахский СР.

#### ***Ильдикиляхский СР (X-2.1)***

Ильдикиляхский СР расположен на северо-западе территории и охватывает бассейны рек Чондон и Сылах. В его пределах развиты палеогеновые янтарнинская толща, диринская, тенкиченская, омолойская, онкучахская свиты и неогеновые ильдикиляхская, хапчанская и буорхайнская свиты. Все свиты, кроме буорхайнской, вскрыты только в скважинах в пределах листа R-53, на листе R-54 предполагаются под отложениями буорхайнской свиты.

Янтарнинская толща, диринская и тенкиченская свиты объединенные (Р<sub>1-2</sub>jan+tn).

Янтарнинская толща вскрыта в единственной скважине на территории листа R-53. Соотношения толщи с подстилающими породами не ясны (скважина не добурена до коренных пород), перекрывается с размывом отложениями диринской свиты. Разрез представлен глинами опесчаненными и углями бурыми, содержащими мелкие зерна янтаря и редкую гальку, переслаивающимися со слоистыми белыми глинами. Белые глины имеют каолинит-гидрослюдистый состав (каолинита 40–50%). Установленная мощность – 4,8 м.

Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется обилием голосеменных (64%), из которых 33% составляют Taxodiaceae (*Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Sciadopitys*) и 0,3% Cupressaceae. Среди сосновых определены *Picea* и *Abies* архаичного строения, *Pinus* subgen. *Haploxyylon* составляет 7,8% (напоминает мезозойские формы). Единична пыльца *Araucaria* и *Podocarpus*. Среди покрытосеменных (около 30%) половина определена в искусственной системе: *Triporopollenites* sp. (3,8%), *T. plicoides* (2,6%), *Tricolporopollenites cingulum* (5,1%), *Triatriopollenites* sp. Пыльца, определенная в естественной классификации, представлена крупными формами *Comptonia sibirica* (6,8%) и четырехпоровой мелкой пылью *Alnus* (6%). Изредка отмечается пыльца мелких *Quercus*, *Castanea*, *Fagus*, *Ilex*, *Betula*, Hamamelidaceae. Споры преимущественно бобовидные мелкие Polypodiaceae, единичны *Lycopodium*, *Osmunda*, Cyatheaceae. Возраст свиты определяется поздним палеоценом [Палеоген и неоген ... , 1989; Палеоген и неоген ... , 1998].

Диринская свита с размывом залегают на янтарнинской толще или корях выветривания и с размывом перекрывается тенкиченской свитой. Представлена глинами светлыми горизонтально-слоистыми с гравийно-галечными прослоями. В глинах отмечаются дресва кварца, гальки и щебень осадочных пород. Установленная мощность – 35–60 м.

В спорово-пыльцевых спектрах преобладают покрытосеменные (60%). Наряду с тропическими и субтропическими (*Podocarpus*, *Araucarya*, Hamamelidaceae, *Liquidambar*, *Altingia*, Menispermaceae, *Comptonia*, *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Alfaroa*, *Oreamunoa* и др.) содержится пыльца (5–14%) теплоумеренных широколиственных: *Ulmus*, *Fagus*, *Castanea*, *Juglans*, *Carya*, *Corylus*, *Caprinus*, *Acer*, *Ilex*. Более 10% составляет *Alnus*, 3–15% – мелкая пыльца *Quercus*. Из искусственных таксонов и архаичных форм отмечаются типичные для таастахского горизонта эоцена *Tricolporopollenites cingulum* (2–3%), *T. Echwelleriensis*, *Pleurospermaepollenites*, *Proteaceidites*, *Angarina*, *Myrtaceidites*, *Loniceraepollis*, *Tricolporopollenites liblarensis*, *T. microchenerici*, а также эоценовые виды лип: *Tilia pseudinstructa*, *T. compacta*. Среди спор доминируют мелкие бобовидные Polypodiaceae, немного *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Filicales*, *Osmunda*, *Gleichenia*, Cyatheaceae.

Диринский палинокомплекс относится к позднему «тастаху», то есть время образования диринской свиты – конец раннего–начало среднего эоцена [Палеоген и неоген ... , 1989; Палеоген и неоген ... , 1998].

Тенкиченская свита залегают на диринской, перекрывается омолойской свитой. Свита сложена глинами светло-серыми и буровато-серыми плотными

косо- и горизонтально-слоистыми и алевритами глинистыми, в середине с прослоем (до 1 м) песков мелкозернистых и кварцевых гравийников, в кровле – слой, обогащенный лигнитизированным детритом. Мощность свиты – до 45 м.

Для спорово-пыльцевых спектров характерно преобладание *Castanea crenataeformis* (до 21–32%) и присутствие (5–9%) *Castanopsis pseudocingulum*. Среди хвойных доминирует *Taxodiaceae* (20–25%), небольшое количество *Picea* (до 1,5%), *Pinus* (3–6%), *Podocarpus*, *Araucarya*; среди покрытосеменных – *Fothergilla*, *Hamamelis*, *Ulmoideipites*, *Ulmaceae*, *Fagus*, *Quercus* (до 3%), *Alnus*, *Betula* (в сумме 3–5%), *Comptonia*, *Myrica*, *Corylus* (3 вида до 2%), *Juglans* (3–5%), *Carya*, *Pterocarya* (2%), *Platycarya*, *Engelhardtia* (до 1%), *Acer*, *Plex*, *Nyssa*, *Anacardiaceae*, *Araliaceae*, *Cornaceae*, *Menispermaceae*, *Sterculiaceae*, *Bombacaceae*, *Pleurospermaepollenites*, *Tricolporopollenites heterobrochatus*, *T. cingulum*, *Tricolporopollenites microchenerici*, *Triatriopollenites confusus*, *Reevesiapollis lubomirovae*, *Tripoporopollenites plicoides* и др. Споры представлены почти исключительно *Polypodiaceae* (16–17%). Обилие и разнообразие пыльцы покрытосеменных с участием показательных эоценовых видов позволяет отнести этот палинокомплекс к эоцену [Палеоген и неоген ... , 1989; Палеоген и неоген ... , 1998]. Тенкиченская свита является стратотипом тенкиченского регионального горизонта.

Установленная суммарная мощность объединенных янтаринской толщи, дириной и тенкиченской свит на листе R-53 – 85–110 м.

Омолойская свита (*Р<sub>30т</sub>*) в Ильдикиляхском районе залегает несогласно на подстилающей тенкиченской свите. Свита представлена песками мелко- и среднезернистыми, прослоями (1–2 м) пески содержат хорошоокатанные гальки, в середине отмечен слой светло-серых плотных глин с обильной лигнитизированной древесиной. Мощность – 27,7–33,8 м.

В спорово-пыльцевых комплексах среди покрытосеменных *Betulaceae* составляют 14–26%, широколиственные – 7–14%. Среди хвойных (40–50%) доминируют *Taxodiaceae* (17–33%) и *Cupressaceae* (3–4%), пыльца *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Cedrus* составляет в сумме 3–5%. Среди спор преобладают *Polypodiaceae* при постоянном присутствии *Sphagnum* (2–4%) и *Osmunda* (1–4%). В отдельных образцах присутствуют водоросли из перидиней, современные представители которых обитают в теплых морях. Спорово-пыльцевой комплекс отражает умеренную хвойно-мелколиственную флору с примесью широколиственных, относимую к раннему олигоцену [Палеоген и неоген ... , 1989].

Мощность омолойской свиты – до 33,8 м.

Онкучахская свита (*Р<sub>30л</sub>*) залегает с разрывом на омолойской или тенкиченской, представлена галечниками и песками серыми среднезернистыми, с тонкими прослоями мелкозернистых песков с обилием лигнитизированного детрита. Отмечаются прослой глины с лигнитизированными остатками растений. Мощность свиты в пределах листа R-53 – от 17 до 190 м.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из отложений онкучахской свиты, характеризует светлохвойную таежную флору с кустарником и вереском. Пыльца на 70–80% представлена *Pinaceae* – около 30% (*Pinus* сект. *Cembrae*, *P.* subgen. *Diploxylon*, *Picea*, *Tsuga*, *Abies*) и *Betulaceae* – 35–40%

(преобладают кустарниковые, в том числе *Alnaster* 12–17%, *Betula* 3–15%). Термофилы (4–9%) представлены *Myrica* (3–7%), *Corylus* (2–3%), спорадически менее 1% отмечаются *Ulmaceae*, *Ulmoideipites*, *Ulmus*, *Planera*, *Zelkova*, *Fagus*, *Quercus*, *Castanea*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Ilex*, *Comptonia*, *Caprifoliaceae*, *Rhamnaceae*, *Cornaceae*. Искусственные таксоны (2–6%) – это в основном *Triporopollenites* «бетулоидного» типа. Споры (10–15%) представлены (примерно поровну) *Sphagnum*, Bryales, *Lycopodium* и *Polypodiaceae*; редки *Osmunda*, *Syatheaceae*, *Filicales* [Палеоген и неоген ... , 1989].

Палинокомплекс отражает климатический пессимум второй половины олигоцена. Онкучахская свита является типовой свитой онкучахского регионального горизонта.

Ильдикиляхская свита ( $N_{il}$ ) согласно залегает на онкучахской, сложена мелко- и среднезернистыми песками с редкой галькой, с прослоями галечников, буровато-серых глин, которые в средней части лигнитоносны. Породы насыщены лигнитизированными растительными остатками. Мощность в скважинах – 62,5–66,2 м.

В спорово-пыльцевом комплексе господствуют *Pinaceae* и *Betulaceae*. *Taxodiaceae* около 1%, из *Cupressaceae* встречен только *Juniperus*. Среди *Pinaceae* 5–7 морфологических разновидностей *Pinus* subgen. *Haploxyylon*, меньше *P.* subgen. *Diploxyylon*. Разнообразны темнохвойные: *Abies* (2–3 вида), *Picea* sect. *Eupicea*, *P.* sect. *Omorica*, *Tsuga* aff. *canadensis*, *T.* aff. *diversifolia*, *T. crispa*, *Keteleeria*, *Cedrus*, *Larix* в сумме 2–10%. *Betulaceae* представлены *Alnus* (6–22%), *Betula* (20–25%), *Alnaster* (около 7%), кустарниковые *Betula* (до 12%). Сумма пыльцы широколиственных листопадных – 8–15%: *Ulmus*, *Zelkova*, *Fagus*, *Quercus* (2 вида), *Castanea*, *Corylus*, *Carpinus*, *Juglans*, *Carya*, *Pterocarya*, *Acer*, *Ilex*, *Anacardiaceae*, *Nyssa*, *Myrica*, *Sterculia*. Споровые (7–12%) представлены *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Polypodiaceae* [Палеоген и неоген ... , 1989; Фрадкина, 1995].

Спорово-пыльцевой комплекс типичен для хвойно-мелколиственных лесов с примесью широколиственных пород и характерен для первой половины миоцена. Ильдикиляхская свита является типовой свитой ильдикиляхского регионального горизонта.

Хапчанская свита ( $N_{hp}$ ) залегает с размывом на ильдикиляхской, сложена песками серыми среднезернистыми, прослоями крупнозернистыми и разнозернистыми с обломками древесины, с прослоями суглинков, насыщенных мелкими ветками древесины, с линзами галечников. Мощность свиты – до 106 м.

В спорово-пыльцевых комплексах свиты преобладает пыльца голосеменных (30–60%), в основном *Pinaceae* (преобладает *Pinus* с примесью *Picea* и *Tsuga*). Среди покрытосеменных (25–30%) доминируют *Betulaceae* (*Betula*, *Alnus*), из термофилов (от 2 до 8,5%) присутствуют *Corylus*, *Carpinus*, *Myrica*, *Pterocaria*, *Ulmus*, *Ilex*, *Quercus*. В группе спор (6–10%) преобладают *Sphagnum* и *Polypodiaceae* [Баранова и др., 1979]. Приведенный палинологический комплекс относится к позднему миоцену.

Буорхайнская свита ( $N_{2br}$ ) согласно залегает на хапчанской свите. Представлена песками разнозернистыми с прослоями глин, кварцевых гравийников и мелкой гальки. Нижние и верхние слои часто сложены крупно- и грубозернистыми песками с гравием и галькой кварца, сланцев, роговиков.

По всему разрезу наблюдаются включения мелких растительных остатков в виде обрывков листьев, мелких корней. Встречаются прослой глини гумусированных буровато-серых и светло-серых мощностью от нескольких сантиметров до первых десятков сантиметров, прослой с включениями (до 1,5 мм) светлых слюд.

Мощность – от 13 до 120 м.

В спорово-пыльцевых комплексах, выделенных из отложений бурхаинской свиты, доминанты: *Alnaster* (32,7%), *Betula* (14,3%), Bryales (15,5%), Ericales, Gramineae; субдоминанты – *Sphagnum*, *Pinus silvestris*, Cyperaceae; сопутствующие – *Picea*, *Larix*, *Pinus* subgen. *Haploxyton*, *P.* sect. *Cembrae*, *Betula* (древ.), *Corylus*, *Salix*, *Linnaea borealis*, Ranunculaceae, Rosaceae, *Rubus chamaemorus*, *Lycopodium clavata*, *L. selago*, *Selaginella sibirica*, *S. sanguinolenta*, *Equisetum*, Polypodiaceae.

В палинокомплексах по сравнению с хапчанской свитой возрастает роль *Alnaster*, *Betula*, среди спор – *Sphagnum* и Bryales, исчезают экзоты, что свидетельствует о принадлежности их к плиоцену [Палеоген и неоген ... , 1989].

### Святоносский СР (X-2.2)

Святоносский СР расположен на севере территории к востоку от Селлянской губы и охватывает бассейн рек Муксунуоха и Кар-Бас. В его пределах развиты поварнинская, кунгаская и эбеляхская свиты. На территории листа R-54 выходы отложений не известны, они вскрыты, выделены и описаны севернее, на территории листа S-54, на мысе Святой Нос.

Поварнинская свита (N<sub>1</sub>pv) выделена у поварни Серкина (лист S-54). Там в основании разреза залегают оторфованные алевритовые пески с примесью мелкого щебня, переходящие кверху в мелко- и среднезернистые пески с прослоями гравия и гальки. В кровле отмечается прослой хорошо разложившегося торфа (до 0,15 м). В районе Ванькиной губы к поварнинской свите отнесены алевриты темно-серые и коричневые, содержащие прослой песка мелкозернистого и включения гальки и дресвы. Мощность свиты – до 20 м.

В отложениях поварнинской свиты собраны плоды и семена: *Sphagnum*, Bryales, *Pinus* sect. *Strobus*, *Picea*, *Larix*, *Carex*, *Epipremnum crassum*, *Betula* ex gr. *nana*, *Potentilla* sp., *Hippuris elongata*, *Chamaedata calculata*.

Кроме того, выделен спорово-пыльцевой комплекс, в котором доминирует пыльца древесных пород (до 80%); пыльца травянистых составляет около 20%, а споровых – до 30%. В группе древесных преобладает *Pinus*, с примесью *Picea* и *Larix*, много пыльцы *Betula*, *Corylus*, отмечается *Tsuga*. Количество пыльцы экзотических растений: *Carpinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Ulmus*, *Pterocarya*, Таходиацеае и др. достигает 18%. Из трав и кустарничков доминируют то Ericales; то Cyperaceae, много разнотравья. Среди споровых на первом месте *Sphagnum* при заметной примеси Polypodiaceae.

Палинокомплекс, установленный в отложениях поварнинской свиты, сопоставляется с палинокомплексом ильдикиляхской свиты и датирован нижним–средним миоценом.

Здесь же определены морские и пресноводные диатомеи, характерные для неогена Западной Сибири и Дальнего Востока и подтверждающие прибрежно-морское (лагунно-дельтовое) происхождение отложений [ГК S-53, S-54, 2016].

Кунгасская свита ( $N_{1kg}$ ) на мысе Святой Нос (лист S-54) в нижней части сложена переслаиванием песков и алевроитов с линзами хорошо разложившегося торфа и крупнозернистого песка, а верхняя часть разреза представлена оторфованными алевроитами с беспорядочными включениями щебня и лигнитизированной древесины. Видимая мощность – 10–12 м.

В палинокомплексе, выделенном из этих отложений, доминантами являются *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *Betula* древовидные, *Betula* кустарниковые, *Alnaster*, *Ericales*; субдоминантами – *Pinus* subgen. *Diploxylon*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*; сопутствующие – *Picea* sect. *Eupicea*, *P.* sect. *Omorica*, *Larix*, *Salix*, *Alnus*, *Corylus*, *Quercus*, *Castanea*, *Ulmus*, *Tilia*, *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Artemisia*, *Lycopodiaceae*, *Selaginella sanguinolenta*, *S. selaginoides*, *Osmunda*. Данный палинокомплекс сопоставляется с палинокомплексом хапчанской свиты, датированным поздним миоценом. Выделены диатомовые *Eunotia* sp. неогенового облика [ГК S-53; S-54, 2016].

Эбеляхская свита ( $N_{2eb}$ ) на территории листа S-54 с размывом залегает на кунгасской свите. На мысе Святой Нос свита представлена валунными галечниками и разнозернистыми песками, содержащими гравий, гальку и линзы торфа. Мощность свиты – до 20 м.

В палинокомплексе, выделенном из этих отложений, доминанты – *Bryales*, *Betula* (древ.), *B.* (куст.), *Polypodiaceae*, *Alnaster*; субдоминанты – *Sphagnum*, *Ericales*, *Gramineae*, *Cyperaceae*; сопутствующие – *Picea*, *Pinus* subgen *Haploxylon*, *P. silvestris*, *Larix*, *Iridaceae*, *Ranunculaceae*, *Valerianaceae*, *Sparganium*, *Potamogeton* и др. Палинокомплекс, содержащийся в этих отложениях, отражает направленное обеднение флоры в плиоцене [ГК S-53; S-54, 2016].

Происхождение отложений прибрежно-морское. Анализ водных вытяжек показал слабую засоленность осадков, не превышающую 0,5 мг-экв. В обедненном комплексе определены морские разновидности диатомей *Paralia sulcata*, fig. *Thalassiosira gravis*, *Th. excentrica*, *Th. zabelinae*, *Stephanopyxis broschii*, *Hemialus* sp.; радиолярии из рода *Heterosestrum*; фораминиферы: *Elphidium clavatum* Cuschman., *E. orbiculare* Brady, *E. cf. orbiculare* Brady [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

### Тенкелийский СР (X-2.3)

Тенкелийский СР расположен на северо-востоке территории и занимает бассейны рек Чондон и Буор-Юрях. В стратотипическом районе (R-54-XV) в его пределах развиты олигоценовая буручанская толща, миоценовые эйкичская, тенкелийская свиты и плиоценовая суорская толща, которые выделены в среднем течении р. Тенкели [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

Буручанская свита ( $P_{3br}$ ) выделена в интервале 61–83 м скв. 32 буровой линии 356 (5 на карте). Представлена плохо сортированным пестроцветным песчано-глинистым материалом с большим количеством щебня; иногда щебень со сглаженными углами, обычно сильно выветрелый. Мощность – 22 м.

В палинокомплексе, установленном в этих отложениях, доминанты – *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *P.* subgen. *Diploxylon*, *Alnaster*, *Ericales*; субдоминанты – *Picea*, *Betula* (куст.), *Myrica*, *Polypodiaceae*; сопутствующие – *Abies*, *Tsuga*

*canadensis*, *T. crisper*, *Cedrus*, *Keteleeria*, *Larix*, Cupressaceae, Taxodiaceae, Magnoliaceae, *Alnus*, Hamamelidaceae, *Ulmus*, *Fagus*, *Castanea*, *Corylus*, *Comptonia*, *Juglans*, *Pterocarya*, Anacardiaceae, *Acer*, *Ilex*, Caprifoliaceae, *Sphagnum*, Cyatheaceae, *Osmunda*, *Lycopodium*; термофилы в сумме составляют 5–10 %.

Палинокомплекс, выделенный из этих отложений, сопоставляется с палинокомплексом онкучахской свиты и датируется поздним олигоценом. Фации осадков аллювиальные, ложковые [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

Эйкичская свита ( $N_{1e}$ ) выделена в интервале 28–61 м скв. 32 (5 на карте), залегает на буручанской толще с размывом, представлена песчано-глинистым материалом с гравием, реже гальками песчаников, алевролитов, полевых шпатов и кварца. Песок разнозернистый, преимущественно кварцевый, глина серой, зеленой и желтой окраски, содержание глины – до 60 %. Отложения обогащены органическими остатками (ветки, стволы деревьев). Мощность – 33 м.

Отложения охарактеризованы спорово-пыльцевым комплексом: Pinaceae – *Pinus* (10 видов), *Picea* (5 видов), *Tsuga* (3 вида); Betulaceae – *Alnus* (10–13 %), *Betula* (8–10 %); широколиственные (12–14 %) – *Ulmus*, *Planera*, *Zelkova*, *Fagus*, *Castanea*, *Quercus* (3 вида), *Juglans*, *Carya*, *Corylus* (3–4 вида), *Carpinus*, *Myrica* (3 вида), *Ilex* (2 вида), единично *Tilia*, *Acer*, Magnoliaceae, *Nyssa*, *Viburnum*, *Diervilla*, *Lonicera*, Anacardiaceae. Споры *Sphagnum* и Bryales, *Osmunda*, Cyatheaceae, *Lygodium*, Polypodiaceae.

Палинокомплекс, выделенный из этих отложений, сопоставляется с палинокомплексом ильдикиляхской свиты и датируется ранним–средним миоценом. Фации осадков аллювиальные и образования древних логов [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

Тенкелийская свита ( $N_{1tn}$ ) выделена в интервале 0,0–28,0 м скв. 32 (5 на карте), залегает с размывом на эйкичской, сложена галечниками с гравием и глиной серой или песком разнозернистым в заполнителе. Гальки мелко- и среднезернистых песчаников, реже алевролитов средних и крупных, хорошей и средней окатанности. Мощность – до 28 м.

В палинологическом комплексе доминанты – *Betula* (древ.), *Alnus*; субдоминанты – *Alnaster*, *Betula* (куст.), *Pinus* subgen. *Haploxyton*, Ericales; сопутствующие – *Tsuga*, *Abies*, *Picea* sect. *Omorica*, *P.* sect. *Eupicea*, *Pinus* subgen. *Diploxyton*, *P. sibirica*, *Larix*, *Salix*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Carya*, *Pterocarya*, *Diervilla*, *Ilex*, Polygonaceae, Caryophyllaceae, Onagraceae, Valerianaceae, Compositae, *Nuphar*, *Trapa*, Bryales, Polypodiaceae, Lycopodiaceae. Термофильные составляют 2–4 %.

Палинологический комплекс, выделенный из данных отложений, отражает растительность, существовавшую в условиях умеренного, ближе к холодно-умеренному, климата, когда произрастали хвойно-мелколиственные и мелколиственно-хвойные леса с незначительной примесью широколиственных и с небольшими по площади открытыми травянистыми участками. Такие условия характерны для позднего миоцена. Коррелируется с хапчанской свитой [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

Суорская свита ( $N_{2ss}$ ) выделена в верхней части стенки карьера «Тенкели», с размывом залегает на тенкелийской, сложена галечниками. Галька песчаников и алевролитов крупная и средняя, реже встречается галька грани-

тоидов. Заполнитель – гравий и пески полимиктовые. Мощность – более 4,0 м. Намечается уменьшение крупности обломочного материала с юга на север. В скв. 2 (3 на карте) на левобережье нижнего течения р. Нучча свита сложена песками крупнозернистыми с гравием и гальками кварца, в основании – с отдельными валунами ороговикованных песчаников и обломками древесины [Труфанов, 1971ф; ГК R-54-ХIII,ХIV, 1978]. Вскрытая мощность – 11,5 м.

Для палинологического комплекса из отложений свиты из керна скв. Т-21 (3 на карте) характерно резкое преобладание пыльцы деревьев (до 79%), где господствуют *Betula* sect. *Albae* и *Alnus*, присутствуют *Picea*, *Pinus*, встречается пыльца *Carhinus* и *Corylus*. Пыльца трав и кустарников (до 18%) представлена преимущественно *Salix*, *Ericales*, *Alnus fruticjsa*. Споры (до 3%) представлены *Polypodiaceae* и *Bryales*.

В стратотипе в палинологическом комплексе доминанты – *Betula* (древ.), *Alnus*, *Gramineae*; субдоминанты – *Betula* (куст.), *Alnaster*, *Ericales*, *Sphagnum*; сопутствующие – *Picea* sect. *Eupicea*, *Pinus* subgen. *Haploxyton*, *P.* subgen. *Diploxyton*, *Larix*, *Myrica*, *Salix*, *Corylus*, *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Onagraceae*, *Compositae*, *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Lycopodiaceae*, *Selaginella*. Плоды и семена *Picea wollosowczii*.

Палинокомплекс, выделенный из этих отложений, сопоставляется с палинокомплексом бегуновской свиты, стратотип которой расположен в бассейне нижней Колымы, а отложения датируются ранним плиоценом (бегуновский региональный горизонт) [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

#### Аллайховский СР (Х-2.4)

Аллайховский СР расположен на северо-востоке листа и занимает обширную территорию, включающую бассейны рек Балыктах-Юрях, Кюель-Юрях, верховьев Муксунуоха, Урюнг-Улах, Сюрюктях, Хрома. В его пределах развиты олигоценая урюнг-улахская, миоценовые ютенкийская, тогоройская свиты и плиоценовая апкычанская свита, которые выделены в скв. 21 (1 на карте), расположенной в районе оз. Урюнг-Улах [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

Урюнг-улахская свита (P<sub>3u</sub>) выделена в интервале 193–311 м скв. 21 (1 на карте), где на глинах, предположительно коры выветривания, вскрываются пески серые мелкозернистые полимиктовые, обогащенные растительными остатками, в интервале 233–348 м с прослоями серых глин, бурых суглинков, торфа. Подобные осадки установлены в интервале 105–129 м скв. 1 (2 на карте), расположенной южнее (левобережье р. Сюрюктях, к северу от горы Чурпуння), где свита представлена пачкой переслаивания суглинков плотных, темно-коричневых, включающих линзы и прослой песка, гнезда торфа уплотненного, обломки древесины и песка мелко- и среднезернистого с растительным детритом.

Мощность свиты – до 118 м.

Палинокомплекс, выделенный из данных осадков, характеризуется лесным типом растительности с преобладанием пыльцы покрытосеменных (до 70%) и доминированием пыльцы компонентов бореальной флоры



Betulaceae и Pinaceae. Присутствует пыльца (4–16%) широколиственных и экзотических лиственных растений, произрастающих сейчас в областях умеренного (*Abies*, *Tsuga*, *Picea*, *Larix*, *Myrica*, *Corylus*, *Quercus*, *Elaeagnus*, *Diervilla*, *Ulmus*), теплоумеренного (Cupressaceae, Taxodiaceae, *Glyptostrobus*, *Cedrus*, *Carpinus*, *Castanea*, *Fagus*, *Ostrya*, *Tilia*, *Carya*, *Pterocarya*, *Juglans*, *Viburnum*, *Acer*, *Rhus*, Araliaceae, *Trapa*, *Osmunda*) и даже субтропического (*Dacrydium*, *Keteleeria*, *Castanopsis*, *Zelkova*, Rhamnaceae, *Nyssa*, Moraceae, *Liquidambar*, *Magnolia*, Santalaceae, *Oreamunoa*, *Alfaroa*) климата; кустарниковых берез (3–5%) и ольховника (1–3%); пыльца *Ericales* (до 1%). Пыльца травянистых растений характеризуется небольшим содержанием и бедным составом; среди спор преобладают Polypodiaceae. Эти данные позволяют датировать полученный палинокомплекс и вмещающие его осадки поздним олигоценом [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Бакулина, Жарикова, 1989].

Ютенкийская свита (*N<sub>1</sub>jut*) выделена в интервале 94–193 м скв. 21 (1 на карте). На подстилающих породах урюнг-улахской свиты залегает согласно. Это пачка переслаивания песков мелкозернистых, обогащенных растительными остатками, суглинков серых, глин коричневых, лигнитов. Мощность – 99 м. В скв. 1 (2 на карте), расположенной на левобережье р. Сюрюктях, к северу от горы Чурпуння, в интервале 82–105 м ютенкийская свита представлена пачкой переслаивания алевроитов глинистых плотных темно-коричневых, включающих линзы и прослойки песка, гнезда торфа уплотненного, обломки древесины и песка мелко- и среднезернистого с растительным детритом. Мощность – 23 м. В скв. 11 (4 на карте), расположенной на междуречье Хромы и Берелёха, в интервале 64,1–78,1 м вскрываются пески темно-серые тонкозернистые, обогащенные мелкими растительными остатками и обломками лигнитизированной древесины, и угли бурые. Мощность – 14 м. Генезис осадков озерный и озерно-болотный.

Мощность свиты – до 99 м.

В палинокомплексе, выделенном из этих отложений, доминанты *Pinus* subgen. *Haploxyylon*, *P.* subgen. *Diploxyylon*, *P.* sp., *Betula* (древ.), *Alnus*, *Betula* (куст.); субдоминанты – *Alnaster*, *Picea*, *Tsuga*, Polypodiaceae, *Ericales*, *Myrica*, Cupressaceae, *Fagus*; сопутствующие – *Abies*, *Keteleeria*, *Larix*, *Cedrus*, Taxodiaceae, *Salix*, Magnoliaceae, Hamamelidaceae, *Liquidambar*, Ulmaceae, *Ulmus*, *Zelkova*, *Planera*, Celtidaceae, Moraceae, *Castanea*, *Quercus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Juglans*, *Carya*, *Engelhardtia*, *Tilia*, Anacardiaceae, *Acer*, Cornaceae, *Nyssa*, *Plex*, Saprifoliaceae, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Osmunda*, Gleicheniaceae, *Lygodium*, Cyateaceae.

Приведенный палинологический комплекс, для которого характерно достаточное разнообразие флористического состава, а также высокое содержание пыльцы термофильных пород (в среднем 25%), позволяет сопоставить его с комплексом спор и пыльцы ильдикиляхской свиты и датировать данную толщу ранним–средним миоценом. [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Бакулина, Жарикова, 1989; ГК R-54-XVII, XVIII, 1979].

Тогоройская свита (*N<sub>1</sub>tg*) выделена в интервале 80–94 м скв. 21 (1 на карте). Отложения свиты перекрывают породы ютенкийской свиты. Тогоройская свита представлена здесь песками зеленовато-серыми полимиктовыми,

с растительными остатками, с прослоями суглинков и супесей. Мощность – 14 м. В окрестностях горы Чурпуння в скв. 1 (2 на карте) в интервале 57–82 м вскрыты пески и супеси с растительными остатками, в песках отмечается примесь дресвы и щебня [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Бакулина, Жарикова, 1989].

Сходные по составу осадки встречены в скважинах (скв. 11 и др.) на востоке территории, в междуречье Хромы и Берелёха. Здесь вскрыты пески серые разномерные, обогащенные мелкими растительными остатками и обломками лигнитизированной древесины мощностью от 7 до 15 м. Генезис озерно-аллювиальный. Представительный комплекс диатомей в этих осадках не установлен, но анализ водных вытяжек выявил слабую засоленность, характерную для континентальных осадков. В тяжелой фракции преобладают новообразованные оксиды железа, указывающие на формирование отложений в условиях промывного режима.

Мощность свиты – до 45 м.

Палинокомплекс, выделенный из этих отложений, сопоставляется с палинокомплексом хапчанского регионального горизонта и датирован верхним миоценом.

Для выделенных из этих отложений палиноспектров являются характерными: 1) лесной тип растительности; 2) преобладание пыльцы покрытосеменных (62–82 %) при значительном содержании пыльцы голосеменных в низах толщи (27–36 %) и резком ее уменьшении вверх по разрезу (до 8 %); 3) доминирование представителей бореальной флоры (*Betula*, *Alnus*, *Pinus*, *Ericales*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*); 4) присутствие пыльцы экзотических компонентов (до 7 %), произрастающих сейчас в областях умеренного (*Tsuga*, *Larix*, *Picea*, *Myrica*, *Corylus*, *Quercus*) и теплоумеренного (*Carya*, *Castanea*, *Ostrya*, *Tilia*, *Elaeagnus*) климата.

Формирование толщи происходило в климатических условиях, когда произрастали хвойно-мелколиственные и мелколиственно-хвойные леса с небольшой примесью широколиственных, а открытые травянистые участки были еще небольшими по площади. Такие условия существовали в последней трети миоцена (уровень хапчанского регионального горизонта) [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Бакулина, Жарикова, 1989; ГК R-54-XVII, XVIII, 1979].

Апкычанская свита ( $N_{2ap}$ ) выделена в интервале 54–80 м скв. 21 (1 на карте), сложена песками зеленовато-серыми полимиктовыми с растительными остатками. Мощность – 26 м. В окрестностях горы Чурпуння в скв. 1 (2 на карте) в интервале 25–57 м вскрыты подобные пески разномерные с тонкими прослойками растительного детрита и с обломками древесины, иногда с включением гравия и щебня.

В скважинах (скв. 11, 4 на карте и др.) на востоке территории, в междуречье Хромы и Берелёха вскрыты пески светло-серые и буровато-серые мелкосреднезернистые косоломные с большим количеством рассеянных растительных остатков, обломков неуглефицированной древесины. Косая слоистость обусловлена обломками неуглефицированной древесины, мощность слоев – от 1 до 8 см. Мощность свиты в скв. 11 (4 на карте) – 9,2 м.

Мощность свиты – до 26 м.

В палинологических спектрах в нижней половине свиты доминанты *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *Bryales*; субдоминанты – *Alnus*, *Alnaster*, *Larix*, *Betula* (древовидные и кустарниковые), *Ericales*, *Cyperaceae*, *Gramineae*; сопутствующие – *Lycopodium*, *Polypodium*, *Picea*, *Cedrus*, *Larix*, *Elaeagnaceae*, *Cupressaceae*, *Corylus*, *Myrica*, *Caryophyllaceae*, *Artemisia*. В верхней половине свиты доминанты *Bryales*, *Sphagnum*, *Cyperaceae*, *Gramineae*; субдоминанты *Betula* (куст.), *Ericales*, *Artemisia*; сопутствующие *Lycopodium*, *Selaginella sibirica*, *Polypodiaceae*, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Alnus*, *Alnaster*, *Larix*, *Betula* (древ.), *Potamogeton*, *Sparganium*, *Liliaceae*, *Onagraceae*, *Polygonaceae*. Данные палинокомплексы отражают направленное обеднение флоры в плиоцене. Палинокомплекс нижней половины свиты имеет раннеплиоценовый облик, палинокомплекс верхней половины свиты – средне-позднеплиоценовый [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Бакулина, Жарикова, 1989; ГК R-54-XVII, XVIII, 1979].

### Тастахский СР (X-2.5)

Тастахский СР расположен в северо-восточном углу площади листа. Его отложения выполняют одноименную впадину. В пределах Тастахского СР развиты эоценовая тастахская свита, олигоценая арымасская толща, миоценовые правоберелехская толща и елонские слои и плиоценовая апкычанская. Отложения на территории листа R-54 не вскрыты, они выделены и изучены восточнее, в пределах листа R-55. На территории впадины проведены сейсморазведочные работы [Суслова, 1994ф]. По результатам сейсморазведки, осадочный чехол представлен четырьмя сейсмостратиграфическими комплексами, к границам которых приурочены отражающие горизонты «Ю<sup>1</sup>, Ю, МЮ, N». Комплекс ниже горизонта «Ю<sup>1</sup>» сильно дислоцирован, он является складчатым основанием. Волновое поле выше горизонта «Ю<sup>1</sup>» характеризует осадочный чехол. Сейсмостратиграфические комплексы, ограниченные сейсмическими горизонтами «Ю<sup>1</sup>» и «Ю, Ю и МЮ, МЮ и N» заполняют впадину и выклиниваются к ее бортам. Эти комплексы вероятно, можно сопоставить с эоценовой тастахской свитой («Ю<sup>1</sup>–Ю»), олигоценой арымасской толщей («Ю–МЮ») и среднемиоценовой правоберелехской толщей («МЮ–N»). Комплекс выше горизонта «N» плащеобразно перекрывает нижележащие стратиграфические комплексы, срезая нижележащие в бортах впадины. Этот комплекс можно сопоставить с позднемиоценовыми елонскими слоями и плиоценовой апкычанской свитой.

Тастахская свита (<sup>8</sup>P<sub>2</sub>t<sub>s</sub>) в стратотипическом районе в пределах листа R-55 сложена песками, алевролитами, глинами, бурыми углями, с сидеритовыми конкрециями, обломками лигнитизированной древесины, линзами растительного детрита, мелкими обломками янтаря. Мощность свиты в стратотипическом районе – 60–75 м, подошва не вскрыта. Мощность сейсмостратиграфического комплекса «Ю<sup>1</sup>–Ю» достигает 1200 м.

В отложениях свиты различными палеоботаническими методами реконструируется богатая лесная флора (количество пыльцы покрытосеменных достигает 70–90%), состоящая из древесных пород тургайского типа. Часть пыльцы определяется по искусственной, а часть – по естественной классифи-

кациям: *Tricolporollenites cingulum*, *Fotergilla gracilis*, *F. vera*, *Castanea crenataeformis*, *Tricolporopollenites liblarensis*, *Pistillipollenites mcgregorii*, *Alnus*, *Quercus gracilis*, *Q. conferta*, Polypodiaceae, *Podocarpus*, Taxodiaceae, Cupressaceae, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Myrica*, *Juglans nigripites*, *Carya simplex*, *Ulmoideipites planeraeformis*, *Loranthus elegans*, *Liquidambar grandiporinea*, Hamamelidaceae, Rhamnaceae, *Tilia compacta*, *T. pseudinstrycta*, *Nyssa ingentipollina*, *Tetraporites lubomirovae*, *Tricolporopollenites heterobrochatus*, *Gleichenia*, *Lygodium*, *Osmunda*, *Dacridium*, *Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Tsuga*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Taxodium*, *Sciadopitys*, *Palmae*, *Nipa*, *Casuarinidites*, *Comptonia*, *Pterocarya*, *Cyclocarya*, *Platycarya*, *Engelhardtia quietus*, *Betula*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus tenella*, *Fagus orientalisformis*, *Ulmoideipites krempii*, *U. verrucatus*, *Celtis*, *Moraceae*, *Proteacidites*, *Pistacia*, *Rhus*, *Ilex*, *Acer tener*, *Loniceraepollis*, *Ericales*, *Cothanipollis*, *Tricolporopollenites eschwelerensis*, *Triatriopollenites aroboratus*.

Л. П. Жарикова выделила из отложений тастахской свиты три спорово-пыльцевых комплекса, отражающих последовательную смену растительных ассоциаций:

Спорово-пыльцевой комплекс III «Дубовый». Покрытосеменные – 60,5–81,0%, в том числе *Tricolporopollenites liblarensis* – до 38,0%, *Quercus* – до 17,5%, *Castanea* – до 14,7%, Fagaceae – до 10,3%, Juglandaceae – до 7,5%; голосеменные – 7,7–31,1%, в том числе *Pinus* – до 20,9%, Taxodiaceae + Cupressaceae 4,2–8,5%.

Спорово-пыльцевой комплекс II «Каштановый». Покрытосеменные – 74,4–92,5%, в том числе Fagaceae – до 52,9%, *Castanea crenataeformis* – до 44,3%, *Quercus* до 5,7%, *Tricolporopollenites cingulum* – до 2,7%, Juglandaceae – до 2,4%, Tiliaceae – до 1,3%; голосеменные – 16,8–39,2%, в том числе *Pinus* 0,9%, Taxodiaceae + Cupressaceae – до 15,2%.

Спорово-пыльцевой комплекс I «Политаксонный». Покрытосеменные – 50–80%, в том числе Fagaceae – до 25,3%, Juglandaceae – до 22,6%, *Tricolporopollenites cingulum* – до 16,8%, *Quercus* – до 11,1%, Tiliaceae – до 9,6%, *Castanopsis pseudocingulum* – до 3,6%, *Magnolia* – до 1,5%; голосеменные – 16,8–39,2%, в том числе *Pinus* – до 17,4%, Taxodiaceae + Cupressaceae – до 22,2% [Палеоген и неоген ... , 1989; Палеоген и неоген ... , 1998; Легенда Яно-Индигирской ... , 2000; Башлавин, 1983ф].

Период времени накопления тастахской свиты связывается с эоценовым климатическим оптимумом, когда климат на Северо-Востоке был близок к субтропическому.

Свита является стратотипом тастахского регионального горизонта.

Ары-масская свита (<sup>3</sup>P<sub>3am</sub>) залегает с разрывом на тастахской. Свита сложена галечниками и песками с обломками лигнитизированной древесины, с прослоями и линзами глин. Мощность в стратотипическом районе – до 20 м. Мощность сейсмостратиграфического комплекса «Ю–МЮ» достигает 800 м.

Палинокомплекс, выделенный из отложений свиты, характеризуется преобладанием пыльцы древесных пород (до 77%), причем состав ее разнообразен. Доминирует пыльца лиственных деревьев: *Alnus* + *Betula* – до 23,8%, термофильные – 24,6–38,2% в том числе *Nyssa* – до 9,6%, Fagaceae – 3,6–14%,

в том числе *Quercus* – до 7%, *Fagus* – до 4%; Juglandaceae – 1,2–8%, в том числе *Juglans* – до 3%, *Carya* – до 8%, *Pterocarya* – до 2,4%; *Corylus* – до 4,4%, *Carpinus* – до 2%, *Magnolia*, *Tilia*, *Ilex* и др., в меньших количествах – *Platycarya*, *Engelhardtia*. Голосеменные (в среднем 40%) представлены в основном пыльцой *Pinus* – до 34,1%, в том числе *Pinus* subgen. *Haploxylyon* – до 29%; в меньшей степени – пыльцой *Picea*, *Tsuga*; Taxodiaceae + Cupressaceae 10,8–13,6%, единично – *Cedrus*, *Keteleeria*, *Podocarpus*, *Larix*. Травянисто-кустарничковая группа немногочисленна (10–18%) и представлена преимущественно *Ericales*. Пыльца *Gramineae*, *Cyperaceae*, *Artemisia* играет незначительную роль. В группе спор преобладают *Polypodiaceae*, в небольшом количестве *Sphagnum*, *Bryales*, *Lycopodium*. Спорадически отмечаются *Osmunda*, *Adiantum*, *Gleicheniaceae*, *Cyathea*.

Приведенный палинологический комплекс, для которого характерно богатство флористического состава, господство листопадных пород, входящих в ядро тургайской флоры, высокий процент пыльцы *Alnus* и *Castanea*, присутствие субтропических компонентов, позволяет сопоставить его с комплексом спор и пыльцы омолойского регионального горизонта и определить возраст свиты как раннеолигоценовый [Палеоген и неоген ... , 1989; Палеоген и неоген ... , 1998; Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Башлавин, 1983ф].

Правобережелехская толща (<sup>2</sup>N<sub>1</sub>pb) с размывом залегает на ары-масской свите. Толща сложена песками, включающими единичные гальки, гравий, прослойки песков ожелезненных и глин. Мощность в стратотипическом районе – до 15 м. Мощность сейсмостратиграфического комплекса «МЮ-N» достигает 850 м.

Палинокомплекс, выделенный из этих отложений, отличается от палинокомплекса ары-масской свиты более высоким содержанием пыльцы голосеменных (36–73%). Доминирует *Pinus* subgen. *Haploxylyon* (14–64%) и *Picea* (2–10%), встречаются *Tsuga*, *Larix*, *Podocarpus*, Taxodiaceae. Количество пыльцы широколиственных заметно сокращено (до 6%), меньше *Castanea* и *Alnus*. Появилась пыльца *Alnaster*, *Betula* sect. *Nanae*, *B.* sect. *Albae*, *Corylus*. Состав пыльцы трав не изменился, но количество уменьшилось до 7–9%. Возросло содержание спор, в основном за счет *Sphagnum* (18–28%); споры *Polypodiaceae* составляют 0,5–3%, встречаются *Lycopodium*, *Selaginella*, *Botrychium*, реже *Osmunda*. Этот палинокомплекс сопоставляется со среднемиоценовым, послеоптимальным, соответствует ПК ильдикиляхского регионального горизонта [Палеоген и неоген ... , 1989; Палеоген и неоген ... , 1998; Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Башлавин, 1983ф].

Елонские слои (<sup>2</sup>N<sub>1</sub>el) с размывом залегают на правобережелехской толще. Слои представлены тонкозернистыми песками и алевролитами с прослоями торфа, насыщенными мелкими растительными остатками. Мощность в стратотипическом районе – до 15 м. Мощность, по сейсмическим данным, может достигать 700 м.

В палинокомплексе, выделенном из этих отложений, по сравнению с ПК правобережелехской толщи сильно сократилось содержание пыльцы древесных пород (36–50%) и возросло количество спор *Sphagnum* (36–42%), отмечаются *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Lycopodium* и *Hepaticae*. Увеличилось количество пыльцы трав и кустарничков, основную массу которых составляют *Ericaceae*

(до 11%) и Сурегасеае (3–4%). Древесные преимущественно *Betula* sect. *Albae* (6–12%), *Alnus* (2–20%), *Carpinus* (1,5–5%). Пыльца широколиственных (5–7%) менее разнообразна – *Quercus*, *Ulmus*, *Castanea*, *Corylus*, *Morus*, *Juglans*, *Platycarya*). Пыльцы голосеменных не более 10% – *Pinus*, *Picea*, *Larix*. Палинокомплекс может быть сопоставлен с верхнемиоценовым палинокомплексом хапчанского регионального горизонта [Палеоген и неоген ... , 1989; Палеоген и неоген ... , 1998; Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Башлавин, 1983ф].

Апкычанская свита ( $N_2ap$ ) сложена песками зеленовато-серыми полимиктовыми с растительными остатками. Мощность в стратотипическом районе – до 26 м. Мощность, по сейсмическим данным, может достигать 120 м.

В палинологических спектрах в нижней половине свиты содержатся доминанты *Pinus* subgen. *Haploxylon*, *Bryales*; субдоминанты *Alnus*, *Alnaster*, *Larix*, *Betula* (древовидные и кустарниковые), *Ericales*, Сурегасеае, Gramineae; сопутствующие – *Lycopodium*, *Polypodium*, *Picea*, *Cedrus*, *Larix*, Elaeagnaceae, Cupressaceae, *Corylus*, *Myrica*, Caryophyllaceae, *Artemisia*. В верхней половине свиты – доминанты *Bryales*, *Sphagnum*, Сурегасеае, Gramineae; субдоминанты *Betula* (куст.), *Ericales*, *Artemisia*; сопутствующие *Lycopodium*, *Selaginella sibirica*, Polypodiaceae, *Pinus* sect. *Cembrae*, *Alnus*, *Alnaster*, *Larix*, *Betula* (древ.), *Potamogeton*, *Sparganium*, Liliaceae, Onagraceae, Polygonaceae. Данные палинокомплексы отражают направленное обеднение флоры в плиоцене. Палинокомплекс нижней половины свиты имеет раннеплиоценовый облик, палинокомплекс верхней половины свиты средне-позднеплиоценовый [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Бакулина, Жарикова, 1989].

## Верхояно-Колымская СФО (XI)

К Верхояно-Колымской СФО относится Селеннях-Уяндинский СР, принадлежащий к Яно-Колымской СФЗ.

### Яно-Колымская СФЗ (XI-1)

#### Селеннях-Уяндинский СР (XI-1.1)

Селеннях-Уяндинский СР расположен в юго-западной половине листа. В его пределах развиты олигоцен-миоценовая эликчанская свита и миоцен-плиоценовая уяндинская свита. Отложения выполняют субмеридионально ориентированные впадины.

Эликчанская свита ( $P_3-N_1ek$ ) выделена в интервале 19,7–72,0 м скв. 4952 (10 на карте) в бассейне р. Уяндина, вскрыта в основном скважинами, выполняет днища впадин, в западном борту Уяндинской впадины выходит на поверхность. Залегает на сложнодислоцированных докайнозойских породах или корках выветривания по ним, перекрывается уяндинской свитой.

По вещественному составу и палинологическим комплексам выделяются две подсвиты – нижняя и верхняя.

Нижняя подсвета сложена песками и алевритами слоистыми, иногда пелитами с растительным детритом и древесными остатками, с дресвой, щебнем, гравием и галькой в основании. В основании местами подсвета представлена переотложенными корами выветривания, выше – аллювиальными или озерными осадками. Переотложенные коры выветривания состоят из переслаивающихся глин и песков, содержащих каолинизированные обломки пород. Аллювиальные отложения представлены преимущественно песками с гальками, гравием, в основании часто с дресвой и щебнем. Озерные образования представляют собой слоистые пески и алевриты. Все фации содержат древесные остатки и растительный детрит. Мощность нижней подсветы – 19–31 м [Сметанникова, 1992ф].

Верхняя подсвета включает отложения маршевых болот, аллювиальные и озерные осадки. Отложения маршевых болот представляют собой тонкослоистые, мелкозернистые пески и алевриты и неяснослоистые бурые угли (до 7 пластов мощностью от 0,6 до 14,0 м) с обломками углефицированной древесины, шишками хвойных деревьев. Аллювиальные отложения представляют собой слоистые песчано-гравийно-галечные осадки, содержащие древесные остатки и растительный детрит. Озерные образования состоят из горизонтально переслаивающихся песков, алевритов, глин с обилием древесных остатков и растительного детрита. В алевритах и глинах иногда видны трещины усыхания [Сметанникова, 1992ф].

Мощность верхней подсветы – 21–106 м.

Общая мощность свиты в стратотипе в бассейне р. Уяндина – 52,3 м, в бассейне р. Селеннях – от 49 до 125 м, в бассейне р. Томмот – 35 м.

Из нижнеэликчанской подсветы выделены плоды и семена разнообразных хвойных: *Abies*, *Larix*, *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Metasequoia*, Pinaceae, Taxodiaceae; и листопадных: *Myrica* subgen. *Gale*, *Betula* cf. *subtilis*, *B.* sp., архаичная ольха. Кроме того, присутствуют семена и плоды травянистых, в основном водной экологии: *Potamogeton asiaticus*, Urticaceae, Nymphaeaceae, *Scirpus szaferi.*, представители семейства Rosaceae – *Prunus* sp. и *Stephanandra*.

Для палинокомплекса, выделенного из нижнеэликчанской подсветы, характерно преобладание пыльцы (71–91 %) над спорами (4–26 %); богатый родовой состав группы голосеменных, где доминирует семейство сосновых – Pinaceae (25–50 %) – разнообразные *Pinus*; темнохвойные в спектрах немногочисленны (5–7 %) – *Picea* sect. *Omorica*, *P.* sect. *Eupicea*, *Tsuga crispa*, *T.* aff. *Canadensis* и др. единично отмечаются *Abies*, *Cedrus*, *Larix*. Пыльца безмешковых хвойных Cupressaceae и Taxodiaceae встречается эпизодически и в единичных количествах. В составе покрытосеменных значительное содержание пыльцы семейства березовых: *Alnus*, *Betula* древовидная, *Betula* кустарниковая, *Alnaster*, *Corylus*, редко *Myrica*, присутствуют широколиственные породы (2–15 %) *Quercus*, *Ulmus*, *Fagus*, *Castanea*, *Tilia*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Ilex* и др., в незначительных количествах участвует пыльца кустарников и трав Ericales, *Salix* и др. В группе спор преобладают Polyodiaceae и *Sphagnum*.

Рассматриваемые палинологический и флористический комплексы отражают время произрастания хвойно-березово-широколиственных лесов. По ним реконструируется растительность тургайского типа, но значительно

обедненная, когда климат в позднем олигоцене (онкучахский горизонт) стал значительно более прохладным и сухим, по сравнению с омолойским региональным горизонтом [Палеоген и неоген, 1989; Легенда Яно-Индибирской ... , 2000; Сметанникова, 1992ф].

Палинологический комплекс верхнеэликчанской подсвиты имеет тесные генетические связи с нижнеэликчанским и представляет следующий этап в развитии растительности. В данном ПК более высокое содержание пыльцы темнохвойных (13–16 %) *Abies*, *Picea*, *Tsuga*, *Cedrus*. По-прежнему преобладают разнообразные *Pinus*. Возрастает (до 10 %) количество пыльцы *Cupressaceae* и *Taxodiaceae*. Среди мелколиственных основное место принадлежит *Alnus*, древовидным *Betula*; усиливается роль и разнообразие широколиственных (11–15 %) *Corilus*, *Castanea*, *Myrica*, *Juglans*, *Ilex*, *Carya*, *Ulmus*, *Fagus*, *Quercus*, *Tilia* и др. Разнообразна пыльца *Ericales*. Среди спор доминируют *Polypodiaceae* и *Sphagnum*, единично отмечаются *Lycopodium*, *Osmunda*.

Подобные палинологические комплексы отражают существование в период накопления осадков достаточно богатых, по преимуществу хвойных лесов и сопоставляются с палеоботаническими комплексами ильдикиляхского и силгенского региональных горизонтов, когда климат был более теплым и влажным по сравнению с предшествующим позднеолигоценовым.

Возраст эликчанской свиты поздний олигоцен (онкучахский горизонт) – ранний–средний миоцен (ильдикиляхский и силгенский горизонты).

К верхней подсвите эликчанской свиты приурочены месторождения и проявления бурых углей.

Уяндинская свита ( $N_{1-2ud}$ ) с размывом залегает либо на эликчанской свите, либо на докайнозойских породах. Граница между эликчанской и уяндинской свитами четкая. В центральных частях впадин она проводится по смене литологии – тонкозернистые образования сменяются грубозернистыми, в краевых частях впадин на фоне постепенного огрубления осадков наблюдаются погребенные почвенные слои и пачки, содержащие выветрелые дресву и щебень. Кровля уяндинской свиты размыта, перекрывается она четвертичными осадками. Стратотип расположен в бассейне р. Уяндина в интервале 0,7–71,9 м скв. 4951 (9 на карте).

По вещественному составу и палинологическим комплексам выделяются две подсвиты – нижняя и верхняя.

Нижняя подсвита представляет собой переслаивающиеся галечники, гравийники, пески, алевроиты, обогащенные углефицированными растительными остатками, включает озерные и аллювиальные осадки. Озерные образования представлены слоистыми глинами, алевроитами и песками с включениями дресвы и большим количеством растительного детрита и древесных остатков. В состав аллювиальных отложений входят гравийно-галечные, песчаные и алевроитовые слои, содержащие растительный детрит и древесные остатки. Мощность нижней подсвиты – от 12 до 62,5 м.

Верхняя подсвита также включает озерные и аллювиальные осадки. Озерные представлены фацией мелководных озерных окраин. Это алевроиты и пески, редко глины с включениями плохоокатанных и неокатанных обломков мезозойских пород и многочисленными древесными остатками. Аллювиальные осадки представлены галечниками с песчаным и алевроитовым заполни-



телем, с редкими обломками древесины. Мощность верхней подсвиты – от 8,7 м (в стратотипе) до 87 м.

Общая мощность свиты в стратотипе в бассейне р. Уяндына – 71,2 м, в бассейне р. Селеннях – от 32,8 до 182,5 м, в бассейне р. Томмот – 20 м.

Палинокомплекс, выделенный из нижней подсвиты уяндинской свиты, отличается от ПК эликчанской свиты сокращением теплолюбивых компонентов и возрастанием бореальных – мелколиственных и хвойных. Для комплекса характерно преобладание пыльцы над спорами. Пыльца хвойных представлена различными *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, единичны *Abies*, *Larix*. Среди мелколиственных доминируют *Alnus*, в меньшем количестве присутствуют древовидные и кустарниковые *Betula*, незначительно *Alnaster*. Из лиственных термофильных единично отмечается пыльца *Myrica*, *Corylus*, *Juglans*, *Quercus*. Пыльца недревесных незначительна и представлена в основном *Ericales*, единичны *Gramminae*, *Artemisia*. Споры принадлежат к *Polypodiaceae* и *Sphagnum*.

По палинокомплексу, характеризующему нижнеуяндинскую подсвиту, можно предполагать существование хвойно-мелколиственных лесов в условиях горной местности. Данный ПК коррелируется с палинокомплексом хапчанской свиты и датируется поздним миоценом.

В палинологических комплексах, выделенных из отложений верхней подсвиты уяндинской свиты, господствует пыльца голосеменных, но сокращается разнообразие хвойных – преимущественно *Pinus*, в меньшем количестве *Picea*, пыльца *Abies*, *Tsuga* встречена единично. Среди мелколиственных *Betulaceae* увеличивается количество кустарниковых *Betula* и *Alnaster*. Разнообразной становится группа трав *Asteraceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Cyperaceae* и др. В споровой группе главенствуют *Sphagnum* и *Bryales*.

Данный палинологический комплекс свидетельствует о существовании в период осадконакопления хвойно-мелколиственных лесов в условиях горной страны с достаточно выраженной вертикальной зональностью, а также о дальнейшем похолодании по сравнению с поздним миоценом. Климат был умеренным, ближе к холодно-умеренному. Комплекс имеет общие черты с палинокомплексом бегуновской свиты и отнесен к раннему плиоцену.

Возраст уяндинской свиты – поздний миоцен – ранний плиоцен.

## Индиги́ро-Колы́мская СФО (XII)

Индиги́ро-Колы́мская СФО представлена Индиги́ро-Зырянской СФЗ, к которой относятся Абы́йский и Саканьинский СР.

### Индиги́ро-Зыря́нская СФЗ (XII-1)

#### Абы́йский СР (XII-1.1)

Абы́йский СР занимает юго-восточный угол листа, нижнее течение (в пределах листа) р. Уяндына и ее притоков – рек Хатынгнах, Жёлтая, Буор-Юрях, Омук-Юряге. В его пределах развита плиоценовая абы́йская толща.

Абы́йская толща (N<sub>2</sub>ab) выделена при составлении Легенды Верхояно-Колы́мской серии листов [Легенда Верхояно-Колы́мской серии листов ... , 1999]

в скважинах в бассейнах рек Хатынах и Хачимчер без указания номера скважины и без описания разреза. Толща, охарактеризованная спорово-пыльцевыми спектрами, вскрывается в скв. 42 (12 на карте) [Беймарт, 1973ф] в интервале 29,0–124,9 м, залегает с пропуском 8,1 м (кern не поднят) на каолинизированных глинах коры выветривания. Вероятно, этот разрез и надо считать стратотипом абыйской толщи. Толща сложена песками с прослоями глин и алевроитов, с растительным детритом, обломками древесины, в нижней части лигнитизированной, в верхней части – с гравием и мелкой галькой.

Разрез толщи по скв. 42 (12 на карте).

Инт. 29,0–49,30 м – пески буровато-серые илистые разномзернистые, с гравием и мелкой галькой. Редкие обломки неуглефицированной древесины .....	20,30 м
Инт. 49,30–69,20 м – пески серого цвета, крупнозернистые, с гравием. Редкие прослои оторфованных алевроитов бурого цвета. По всему интервалу большое количество обломков слабоуглефицированной древесины .....	19,9 м
Инт. 69,20–74,90 м – алевроиты серого цвета с редкими прослоями растительных остатков .....	5,70 м
Инт. 74,90–80,0 м – пески серые грубозернистые с гравием и древесными остатками .....	5,1 м
Инт. 80,0–81,0 м – переслаивание алевроитов серых и растительных остатков.	
Слоистость горизонтальная .....	1,0 м
Инт. 81,0–82,4 м – пески светло-бурые среднезернистые илистые (50 %) .....	1,4 м
Инт. 82,4–86,0 м – глины серого цвета .....	3,6 м
Инт. 86,0–90,3 м – пески серые алевроитистые с редкими горизонтальными прослоями углефицированных древесных остатков .....	4,3 м
Инт. 90,3–106,9 м – лигнитизированная древесина .....	16,6 м
Инт. 106,9–108,4 м – алевроиты песчанистые, оторфованные .....	1,5 м
Инт. 108,4–110,5 м – пески бурые разномзернистые .....	2,1 м
Инт. 110,5–124,9 м – галечники гравийные, гальки различного состава, хорошоокатанные. Заполнитель представлен песком грубозернистым, бурым иловатым, составляет 30 % объема породы .....	14,4 м

Мощность свиты в разрезе – 95,9 м.

Из отложений свиты из интервала 69,2–86,0 м выделен богатый по количественному и видовому составу спорово-пыльцевой комплекс (палинолог А. С. Вакуленко). Комплекс характеризуется преобладанием пыльцы покрытосеменных и голосеменных растений. Преобладают *Betula*, *Alnus*, *Pinus*. Постоянно присутствует пыльца теплолюбивых растений: широколиственных *Juglans*, *Carya*, *Tilia*, *Acer*, из хвойных *Tsuga*, *Taxodiaceae*. Много пыльцы неопределенной систематической принадлежности из группы *Triporites*, *Tetraporites*. Среди пыльцы трав и кустарников преобладает пыльца *Myrica*, *Ericales*, *Labiotae*, *Salix*. Среди спор доминируют *Polypodiaceae* [Беймарт, 1973ф].

Из интервала 29,0–69,2 м выделен богатый спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся преобладанием пыльцы древесных растений *Pinus*, *Alnus*, *Betula*. В значительном количестве присутствует пыльца теплолюбивых растений *Tsuga*, *Juglans*, *Coryles*, *Tilia*, в нижней части разреза присутствует пыльца покрытосеменных растений из группы *Triporites*, *Tetraporites*. В значительно меньшем количестве присутствует пыльца травянистых растений, много спор сфагновых мхов.

В образцах, отобранных на диатомовый анализ, диатомовые водоросли не обнаружены.

Спорово-пыльцевые комплексы фиксируют постепенное обеднение палинофлор от холодно-умеренных к бореальным видам, свидетельствуют о наступлении субарктического континентального климата, что характерно для плиоцена [Легенда Колымской серии ... , 1999].

### **Индиги́ро-Зыря́нская СФЗ (XII-1)**

#### *Саканьинский СР (XII-1.2)*

Саканьинский СР занимает незначительный участок у южной рамки на востоке листа. В его пределах развиты миоценовая никандьинская свита и миоцен-плиоценовая чукчинская толща.

Никандьинская свита (*N<sub>1</sub>nk*) вскрывается в естественных выходах в левом борту долины р. Буор-Юрях. На ГК R-54-XXXIII,XXXIV [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020] свита была закартирована как верхняя подсвита эликчанской свиты. Здесь она с угловым несогласием залегает на верхнеюрских вулканогенно-терригенных породах. Свита представлена чередующимися пачками разнозернистых песков и алевроитов и пластов бурых углей. Пески включают гальки магматических пород, обломки обугленной древесины, обломки и тонкие прослойки углей. Алевроиты содержат тонкие прослойки углей. Угли темно-бурые с плитчатой и листоватой отдельностью с прослоями угля черного со слюдыстым блеском и раковистым изломом. Часто видна сохранившаяся структура древесных остатков. Мощность пластов угля – до 2,7 м.

Вскрытая мощность отложений – 17,6 м. По данным горных выработок, в бассейне р. Буор-Юрях мощность свиты составляет 90 м [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Спорово-пыльцевой комплекс из этих отложений характеризуется преобладанием пыльцы древесно-кустарниковой группы (66,9%) при высоком содержании пыльцы сосен – *Pinus* (25,6–46,1%) и сережкоцветных (до 42,9%). Значительный процент составляет пыльца ели – *Picea* (11,6%), тсуги – *Tsuga* (8,3%) и верескоцветных – *Ericales* (11,1%). Постоянно присутствует пыльца ивы – *Salix* (2,1%), пихты – *Abies* (до 1%) и широколиственных пород (ильм – *Ulmus*, граб – *Carpinus*, ореховые – *Juglandaceae*, липа – *Tilia*, клен – *Acer*, в сумме до 1,7%). В споровой группе доминируют сфагновые мхи – *Sphagnum* (71,6%), постоянно присутствуют зеленые мхи – *Bryales* (3%) и единично чистоуст – *Osmunda* [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

Приведенные спорово-пыльцевые комплексы отражают растительность елово-сосновых лесов с заметной примесью мелколиственных пород (ольхи и березы) и незначительным участием термофильных широколиственных пород. Подобные комплексы характерны для раннего–среднего миоцена [Палеоген и неоген ... , 1989; Палеоген и неоген ... , 1998].

С никандьинской свитой связаны проявления бурых углей.

Чукчинская толща (*N<sub>1-2</sub>ch*) при составлении Легенды Колымской серии была переименована из кыллахской свиты, которая известна в литературе. Отложения чукчинской толщи на территории листа не обнажаются, скры-

ты под четвертичными образованиями. Опорный разрез изучен по керну скважин в бассейне р. Чукча, правого притока р. Буор-Юрях, на территории листа Q-55-VIII. Там разрез толщи представлен конгломератами, переслаивающимися с песками разнородными с галькой, мощностью до 511 м, залегающими на даркылахской свите с размывом. По положению в разрезе, а также, учитывая имеющиеся палинологические данные, чукчинская толща отнесена к позднему миоцену – раннему плиоцену (хапчанский–бегуновский горизонты) [Легенда Колымской серии]. Мощность толщи на территории листа может быть определена в пределах 50 м.

### **НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА (ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН) – ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (КВАРТЕР)**

Четвертичные образования на исследованной территории развиты повсеместно и представлены континентальными и морскими генетическими формациями всех подразделений квартера, в соответствии с Легендой Верхояно-Колымской серии листов [Легенда Верхояно-Колымской ... , 2003]. Нижняя граница квартера принята на уровне 2,58 млн лет назад согласно «Постановлениям Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий», 2012 г. [Постановления Межведомственного, 2012].

В соответствии с Легендой Верхояно-Колымской серии [Легенда Верхояно-Колымской ... , 2003] на территории листа находятся три морфолитогенетические зоны (МЛЗ): Лаптевоморская, Верхояно-Колымо-Чукотская и Яно-Колымская. Лаптевоморская МЛЗ на северо-востоке охватывает площадь акватории. Для этой зоны характерны морские осадки, а также аллювиально-морские в дельтах рек Чондона и Сылаха. Значительную часть территории занимает горная страна, относящаяся к Верхояно-Колымо-Чукотской МЛЗ, к которой относится субширотный кряж Полоусный и хребты северо-западного направления: Буркат, Хадараня, Иргиченский, Селенняхский, Нэмкучэнский, Кюн-Тас, Эриктях-Тас. Особое положение занимают межгорные впадины, наиболее крупными из которых являются Селенняхская, Уяндинская и Томмотская. В области горной страны развиты разновозрастные аллювиальные, озерно-аллювиальные, лессовидные криогенные полигенетические, озерные и болотные образования, пользующиеся наиболее широким распространением во впадинах, и гляциальные, гляциофлювиальные, элювиальные, десерпционные и различного типа склоновые отложения, приуроченные к горным сооружениям. Значительную часть территории занимает Яно-Колымская МЛЗ, приуроченная к низменностям – Яно-Индибирской на севере и Абыйской на юго-востоке. Здесь в основном развиты аллювиальные, озерные, болотные и криогенные полигенетические образования.

Четвертичные отложения в пределах территории листа относятся к трем структурно-фациальным областям (СФцО): Арктической (*I*), Верхояно-Чукотской (*II*) и Индигиро-Омолонской (*III*). Значительную часть территории занимает Верхояно-Чукотская СФцО, приуроченная к горным сооружениям. На территории границы Верхояно-Чукотской СФцО совпадают с границами Колымо-Индибирской структурно-фациальной зоны (II-A) (СФцЗ), которая в свою очередь делится на Полоусненский структурно-фациальный район

(II-A-1) (СФЦР) и Селеннях-Уяндинский СФЦР (II-A-2). Селеннях-Уяндинский район на юге горной страны выделяется из-за крупных межгорных впадин, образования которых по своему составу ближе к отложениям низменностей. Полоусный СФЦР отвечает горным сооружениям северной части Селенняхского хребта, Кюн-Тасского хребта и Полоусного кряжа.

Территория низменности к северу от Верхояно-Чукотской СФЦО и акватория Селляхской губы относятся к Арктической СФЦО (I). В свою очередь в Арктической СФЦО выделяют Лаптевоморскую СФЦЗ (I-A) в границах современной акватории и Приморскую СФЦЗ (I-B) на суше. В пределах листа вся территория Приморской СФЦЗ отвечает Яно-Индигирскому СФЦР (I-B-1).

На юго-востоке листа в области низменности располагается Индигино-Омолонская СФЦО (III), вся площадь внутри которой отвечает Маганско-Поповской СФЦЗ (III-A), которая в свою очередь совпадает с границами Маганского СФЦР (III-A-1).

На дневную поверхность выходят преимущественно отложения неоплейстоцена и голоцена, гелазий-нижнеоплейстоценовые образования устанавливаются в основном в скважинах и редких выходах на дневную поверхность.

#### ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН – НИЖНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Отложения этого возраста распространены в Арктической СФЦО, Верхояно-Чукотской, Индигино-Омолонской СФЦО и представлены морскими, аллювиальными и лимническими образованиями.

*Морские образования* непосредственно на территории листа не установлены и показаны исключительно на схеме соотношения. Предположительно, распространены в Лаптевоморской СФЦЗ в акватории моря Лаптевых и Селляхской губы. Непосредственно установлены к северу от территории листа, в районе Ванькиной губы, где вскрыты скважинами [Узюнкоян, 1979ф]. Образования включают в себя собственно морские, прибрежно-морские и аллювиально-морские субфации [ГК-1000/3, S-53, 2016], в большинстве случаев залегают на плиоценовых и миоценовых породах и перекрываются более молодыми морскими и прибрежно-морскими образованиями.

В скважинах в акватории Ванькиной губы образования представлены серыми супесями со значительным количеством обломочного материала и линзами буроватого торфа [Узюнкоян, 1979ф]. Для отложений характерно обогащение органическими остатками от мелкого растительного детрита до крупных обломков древесины, угольной крошки и прослоев торфа и бурых углей. Практически постоянно в рассеянном виде встречаются как окатанные, так и не окатанные обломки пород преимущественно кварцевого состава [ГК-1000/3, S-53, 2016].

Спорово-пыльцевые спектры отложений из скважин в Ванькиной губе характеризуют растительные ассоциации светлохвойных и мелколиственных лесов [Узюнкоян, 1979ф]. В отложениях установлены два палинокомплекса, характеризующие начальный этап формирования прагипоарктических биоценозов. Спектр нижней половины разреза отвечает кустарниковым ольхово-березовым формациям, возможно, с участием лиственнично-березовых лесов,

что типично для гелазия. Палинокомплекс верхней части соответствует тундровым ассоциациям мезофитного облика с господством в нижнем ярусе зеленых и сфагновых мхов и ценозам тундростепей раннего плейстоцена [ГК-1000/3, S-53, 2016].

В скважинах установлен комплекс диатомей, состоящий из 12 таксонов морских, солоновато-морских и пресноводных форм обрастателей.

Возраст определяется условно, по стратиграфическому положению и спорово-пыльцевым спектрам.

Мощность составляет от 8 до 30 м по данным бурения в районе Ванькиной губы, севернее территории листа.

Верхний плиоцен – олерский надгоризонт. Лимний и аллювий (I, aN<sub>2</sub><sup>2</sup>-Ia). Образования развиты в Яно-Индибирском СФЦР (I-Б-1), вскрыты скважинами в районе горы Муксунуоха-Тас, а также на междуречье Хрома и Бёрёлёх [Узюнкоян, 1979ф; Башлавин, 1983ф]. В районе Абыйской низменности распространены локально в бассейне р. Буор-Юрэх. В составе преобладают глинистые пески, алевриты, линзы и прослоя торфа.

Отложения залегают на дочетвертичных образованиях, развитых по ним корам выветривания и плиоценовых образованиях, перекрываются озерными и аллювиальными образованиями керемеситского надгоризонта и едомной свиты. Положение на современном эрозионном срезе тесно связано с палеорельефом, как правило, отложения могут наблюдаться в виде сильно эродированных останцов покровных образований либо заполнять сохранившиеся днища мелких логов и речных долин [ГК R-54-XVII, XVIII, 1979]. Преобладают аллювиальные образования, которые часто сменяются по вертикали и латерали озерными разностями, отличающимися горизонтальной слоистостью, в составе глинистые пески, алевриты. Вблизи останцовых массивов преобладает грубообломочный материал с плохоокатанными гальками [Узюнкоян, 1979ф; Башлавин, 1983ф].

Типичный разрез описан в скв. 4, вблизи оз. Тикян, где снизу вверх вскрыты [ГК R-54-XVII, XVIII, 1979] отложения:

1. Пески светло-серые мелкозернистые тонко-косослоистые (слои по 0,5–1 мм) с редкими прослоями (2–5 см) темно-серых суглинков и супесей с растительными остатками. В нижней части пески разнозернистые..... 5,3 м
2. Пески серые тонко-мелкозернистые глинистые с тонкими горизонтальными прослоями темно-серых супесей в нижней части..... 2,7 м
3. Пески в верхней части серые тонкозернистые, ниже – светло-серые глинистые средне-крупнозернистые неслоистые с мелким рассеянным гравием ..... 6,9 м

Общая мощность отложений, вскрытых скважиной, 14,9 м, они перекрываются оторфованными алевритами керемеситского надгоризонта.

В других скважинах, кроме песков, присутствуют линзы крупнозернистых песков с гравием и кусками древесины [Башлавин, 1983ф].

Спорово-пыльцевой спектр из приведенного разреза, выделенный М. В. Барковой [Башлавин, 1983], характеризуется преобладанием покрытосеменных (до 48%). В группе трав и кустарничков преобладает пыльца верескоцветных (23–95%); встречается пыльца ольховника, кустарниковой березки, ивы. Споры (11–46%) представлены сфагновыми мхами, присут-

ствуют разнообразные лесные виды плаунов Polytrichaceae. По заключению Ю. П. Барановой и Г. Г. Карташовой (1979 г.), его возраст соответствует гелазию.

В других спектрах отмечается повышенное содержание спор (до 35–45 %), некоторое обеднение состава и количества пыльцы термофильных пород – *Myrica*, *Yuglans*, появление *Carpinus*. Единично присутствует пыльца экзотических хвойных – *Tsuga* [Узюнкоян, 1979ф]. Возраст рассматриваемого палинологического комплекса отвечает гелазию–раннечетвертичному времени.

Восточнее на сопредельной территории в бассейне р. Керемесит установлено, что нижняя часть разреза относится к обратной полярности зоны Матуямы, а верхняя часть имеет прямую полярность, характерную для зоны Брюнес [Башлавин, 1983ф].

Возраст установлен как гелазий–раннеплейстоценовый на основании стратиграфического положения, палеомагнитного анализа, палинологической характеристики.

Общая мощность отложений изменяется от 8 до 25 м.

Лимний и аллювий ( $l, aN_2^2-l$ ) локально распространены в пределах Селеннях-Уяндинского СФЦР (II-A-2). В составе пески с прослоями галечников, алевроиты, линзы и прослой торфа. Образования распространены в пределах Томмотской и Абыйской впадин, а также в цоколе террас Уяндинской впадины [Петров, 2013ф].

Отложения имеют сложное строение, обусловленное вертикальной и латеральной изменчивостью различных озерных и аллювиальных фаций, залегают на разновозрастных докайнозойских и неогеновых породах [Петров, 2013ф].

Нижние части разреза не обнажаются, верхняя часть описана в обнажении 13 в уступе 20-метровой террасы р. Тарынг-Юрях, где снизу вверх залегают [Петров, 2013ф] образования.

1. Галечники с песчано-глинистым заполнителем .....	4,8 м
2. Пески илистые с древесными остатками.....	2,4 м
3. Пески, суглинки.....	0,4 м
4. Суглинки, илы .....	0,8 м
5. Пески мелко- и крупнозернистые .....	0,8 м

Суммарная мощность отложений в разрезе – 9,2 м. Выше отложения с разрывом перекрыты плейстоценовыми полигенетическими криогенными образованиями едомных фаций.

В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы с доминантой пыльцы хвойных пород (сосны гаплоидная и диплоидная – 25–43 %, ели – 38 %, тсуга – 15 %, пихта – 6 %) и подчиненным количеством пыльцы лиственных пород (ольха – 32 %, береза – 12 %). В нижней части разреза отмечаются единичные пыльцевые зерна липы, лещины, падуба, ореха, миррики, ивы. Травянисто-кустарничковая группа представлена редкими пыльцевыми зернами вересковых и злаков. В группе спор доминируют кочедыжниковые папоротники, сфагновые мхи и таежные плауны. Единичные пыльцевые зерна теплолюбивых широколиственных пород, воз-

можно, переотложены (отличаются от остальных зерен плохой сохранностью). Такой спорово-пыльцевой спектр типичен для четвертичных отложений начального этапа формирования гипоарктических ценозов. Подобные спорово-пыльцевые комплексы типичны для эоплейстоцена – раннего неоплейстоцена бассейнов рек Колыма, Алазея, где возраст олерского надгоризонта имеет четкое стратиграфическое обоснование [Петров, 2013ф].

Возраст установлен условно как позднеплиоцен-раннеэоплейстоценовый по стратиграфическому положению и спорово-пыльцевому спектру, аналогичному образованиям олерского надгоризонта низменностей Яно-Индибирского СФцР и Маганского СФцР [Петров, 2013ф].

Предполагаемая мощность не превышает 30 м [Петров, 2013ф].

Аллювий ( $dN_2^2$ -I) локально развит в Селеннях-Уяндинском СФцР. В составе пески с гравием и галькой, песчаные алевриты, реже слабоокатанные галечники. Выходы на дневную поверхность установлены вдоль правого борта Селенняхской впадины. На большей части территории отложения вскрываются скважинами в днищах погребенных палеодолин [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

В районе Селенняхской впадины локальные остатки древних аллювиальных отложений залегают на водоразделах, их контакты с подстилающими отложениями не установлены. Предположительно, они залегают как на неогеновых образованиях, так и на мезозойских породах [Пышко, 2002ф]. В Уяндинской впадине эти отложения карманообразно, с глубоким размытием залегают на плиоценовых образованиях и перекрываются едомными образованиями [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Отложения имеют сложное строение, обусловленное чередованием по латерали и вертикали разных фаций флювиального ряда. Русловая субфация представлена песками с гравием и галькой, реже слабоокатанными галечниками. Для пойменной субфации характерны песчаные алевриты, тонкая слоистость, наилок из пелита и растительного детрита, наличие погребенных почвенных горизонтов. В правых притоках р. Селеннях отложения представлены горным аллювием с подчиненным количеством пролювия, отличительными чертами которого являются слабая окатанность крупнообломочного материала и беспорядочное положение галек, наличие глинистых примазок, а также погребенные почвенно-растительные горизонты [Пышко, 2002ф].

Пойменная субфация аллювия описана в обн. 12, расположенном на правом притоке р. Селеннях, где снизу вверх обнажаются отложения [Данилов, 2018ф; Пышко 2002ф].

1. Пески разноразмерные желтые и алевриты с галькой разноразмерной, со щебнем и дресвой гранит-порфиров и роговиков. На гальке и щебне – глинистые примазки. В середине слоя почвенно-растительный горизонт ..... 0,9 м
2. Переслаивающиеся алевриты и пески мелко- и среднеразмерные, наилок из растительного детрита. Слоистость линзовидная ..... 0,6 м

Мощность – более 1,4 м.

Разрез, характерный для горных ручьев, приведен по обн. 11, расположенному на водоразделе правых притоков р. Селеннях [Пышко, 2002ф].



1. Гальки, гравий, дресва и щебень магматических пород и роговиков с песком разнозернистым желтым в заполнителе.....	0,4 м
2. Алевриты песчаные буровато-желтые со щебнями, дресвой и единичной мелкой галькой магматических пород. В кровле – нитевидные корешки .....	0,4 м
3. Пески разнозернистые желтые с гравием роговиков, с плохоокатанной галь- кой, щебнем и мелкими валунами гранитоидов.....	1,0 м
4. Пески разнозернистые и алевриты с разноразмерной галькой и единичными мелкими валунами, в основном гранит-порфиоров. На гальке и валунах глинистые примазки. В кровле слоя алеврит с нитевидными корешками растений .....	1,3 м
5. Пески мелко- и среднезернистые с наилком из алеврита и растительного дет- рита, слоистость горизонтальная. В кровле почвенно-растительный слой .....	0,8 м
6. Пески разнозернистые светло-желтые со щебнем, средней и крупной галькой гранитоидов. Единично – мелкие валуны гранит-порфиоров.....	0,4 м

Видимая мощность – 4,4 м.

Для нижней части образований характерен лесной тип спорово-пыльцевого спектра, преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы с представителями бореальной флоры (древовидная береза, ольха), наличие пыльцы экзотических растений говорит о теплом климате времени накопления осадков, значительно теплее современного [Данилов, 2018ф].

Выше постепенно происходит перераспределение процентных соотношений между отдельными растительными группами (иногда ведущее место занимает пыльца трав или спор). В древесно-кустарниковой группе возрастает процентное содержание кустарниковых форм берез и ольхи; ведущее положение среди спор начинают занимать зеленые мхи. Происходит почти полное выпадение из спектров экзотических форм хвойных и широколиственных пород. Все это указывает на изменение климата в сторону похолодания и увеличения континентальности, однако он оставался мягче современного [Данилов, 2018ф].

Возраст установлен как позднеплиоцен-ранненеоплейстоценовый условно, на основании спорово-пыльцевых спектров и стратиграфического положения как наиболее древних аллювиальных образований с неустановленной нижней границей.

Мощность отложений – до 18 м [Пышко, 2002ф].

С данными отложениями в регионе связаны россыпи олова [Данилов, 2018ф]. В скважине на р. Чайдах в галечниках приплотиковой зоны присутствуют знаковые содержания касситерита и вольфрамитов, а в скважинах в долине р. Эльгандя и низовьях р. Хебгырчан-Окатын – россыпные проявления олова [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения неоплейстоцена широко развиты в Яно-Колымской МЛЗ и представлены морскими, аллювиальными, лимническими и криогенными полигенетическими образованиями. Нижнее звено неоплейстоцена описано в составе подразделений выше. Среднее звено представлено озерными и аллювиальными отложениями керемеситского надгоризонта, распространенного на севере листа в Яно-Колымской МЛЗ. Образования верхнего звена встречаются на всей территории листа. В Яно-Колымской МЛЗ они представлены

лимнием, аллювием, криогенными полигенетическими отложениями едомной свиты; в Верхояно-Колымо-Чукотской МЛЗ – гляциальными и гляциофлювиальными отложениями юглерского и хетакагчанского горизонтов, криогенными полигенетическими отложениями едомной свиты, аллювием вечернинского и кубалахского горизонтов.

### Среднее звено

Лимний и аллювий (l,alkr) керемеситского надгоризонта. В составе преобладают пески и алевроиты льдистые, насыщенные растительными остатками. Нерасчлененные образования широко развиты в Яно-Индибирском СФцР, где выходят на поверхность вблизи останцовых возвышенных массивов, наиболее широко в районе горы Муксунуоха-Тас, южнее и восточнее данные отложения уходят под урез и наблюдаются в береговых обрывах на р. Хрома, где они прослеживаются в нижних частях береговых обрывов под более молодыми образованиями [Узюнкоян, 1979ф; Коротков, 1983ф; Башлавин, 1983ф], локально развиты в Маганском СФцР на западной границе Абыйской низменности.

Эти отложения с размывом залегают на докайнозойском цоколе и на палеогеновых и неогеновых породах, реже – на гелазий-нижнеоценовых породах. Подошва отложений неровная, вскрыта многочисленными буровыми скважинами, кровля с размывом перекрыта криогенными полигенетическими образованиями едомы, реже – озерными и аллювиальными образованиями первой ступени неоплейстоцена [Узюнкоян, 1979ф; Башлавин, 1983ф].

По литологическим признакам в отложениях часто можно выделить две части: нижнюю – песчанистую и менее льдистую, и верхнюю – алевроитовую, интенсивно насыщенную растительными остатками и жильными и сегрегационными льдами [Коротков, 1983ф].

Наиболее полный разрез описан в обн. № 2, где в береговых обрывах нижнего течения р. Нуччи над осыпью светло-серых алевроитов снизу вверх обнажаются отложения [Коротков, 1983ф].

1. Пески темно-серые мелкозернистые, влажные, с редкими прослоями серых алевроитов .....	1,3 м
2. Тонкое переслаивание темно-серых мелкозернистых песков, светло-серых разнозернистых песков и темно-серых алевроитов, насыщенных нитевидными корешками трав, встречаются миндалины, линзы намывного торфа .....	4,6 м
3. Алевроиты темно-серые слюдистые, местами сильно обохренные, интенсивно насыщенные нитевидными корешками трав .....	1,0 м
4. Пески светло-серые разнозернистые полимиктовые .....	0,3 м
5. Пески темно-серые мелкозернистые, влажные, с редкими прослоями серых алевроитов .....	0,3 м
6. Деформированные прослои коричнево-серого торфа, алевроитов, мелкозернистых песков .....	0,3 м

Видимая мощность – 7,2 м.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части характеризуются преобладанием спор от 36,7 до 81,2%, пыльца древесно-кустарниковых составляет от

17,6 до 29 %, как правило, это пыльца обычных северных кустарников – березы (1,8–7 %), ольховника (0,8–10,1 %), кедрового стланника (0–4,6 %). Пыльца деревьев содержится в единичных количествах, часть является переотложенной. Травянисто-кустарниковая группа составляет от 6,7 до 42,4 %. Основное место занимает пыльца злаков (2,5–14 %), осок (0,9–17,5 %), полыней (0–8,7 %), крестоцветных (0,4–4,8 %) гвоздичных (0–9,3 %) верескоцветных (0,4–4,8 %). Среди спор преобладают споры зеленых мхов (18,4–69,9 %), в довольно большом количестве присутствуют споры сибирских плаунков (3,8–12,2 %), постоянно встречаются споры кочедыжниковых папортников (0,8–4,5 %), сфагновых мхов (0,9–2,7 %). Таким образом, данный палинологический комплекс отражает растительность мохово-травянистой тундры, где были широко распространены открытые ландшафты с травянистой растительностью, в том числе степные группировки, которые соседствовали с заболоченными участками, что характерно для холодных климатических условий, господствовавших во второй половине среднего плейстоцена [Коротков, 1983ф].

Изучение разреза, вскрытого скважиной на правом берегу нижнего течения р. Ыганья, проведенное А. М. Белевич, показало, что среди диатомей наиболее широко представлены виды родов *Eunotia* Ehr. и *Pinnularia* Ehr., в количественном отношении обильны *Eunotia parallela* Ehr., *E. suecica* A. Cl., *Stauroneis phoenicen teron* Ehr., *Cumbella heteropleura* Ehr., *C. perpusilla* A. Cl., *Hantzschia amphioxys* (Ehr.) Grun. Общий состав доминирующих форм свидетельствует об образовании вмещающих их осадков в условиях пресноводного неглубокого и небольшого прохладного водоема болотистого типа. Отложения, содержащие подобный комплекс диатомовых водорослей А. М. Белевич, характерны для среднего неоплейстоцена [ГК R-54-ХІІІ,ХІV, 1978].

Возраст определяется на основании стратиграфического положения в разрезе, данных спорово-пыльцевого и диатомового анализов.

Мощность – до 40 м [ГК R-54-ХV,ХVІ, 1980].

### **Среднее звено неоплейстоцена – первая ступень верхнего звена неоплейстоцена**

Лимний и аллювий (I,all-III<sub>1</sub>) среднего звена неоплейстоцена – первой ступени верхнего звена неоплейстоцена. Образования распространены в Маганском СФЦР, где в силу слабой изученности они объединяют отложения среднего звена, коррелирующие с керемеситским надгоризонтом (на востоке, за пределами территории листа отвечающим маастахской свите) Приморской низменности и отложениями оптимума верхнего неоплейстоцена. В составе преобладают алевриты, глинистые алевриты с линзовидными прослоями глин, торфа, мелкозернистых песков. Залегают на отложениях олерского надгоризонта, реже на дочетвертичных корях выветривания [ГК R-54-ХХІХ, ХХХХ, 1979]. Перекрываются криогенными образованиями едомной свиты. Как правило, слагают литологически однообразную толщу алевритов серого, темно-серого, буровато- и коричневатого-серого цветов с линзовидными прослоями глин, торфа и мелко-тонкозернистых песков. В породах отмечается льдистость в виде сегрегационных прожилков и мелких шпиров. Алевриты,

как правило, массивные, часто насыщенные растительными остатками, с незначительной примесью тонкозернистых песков.

В алевролитах на правом берегу р. Хатыннах в палинологических спектрах преобладает древесно-кустарниковая группа из пыльцы березы и ольхи – от 51 до 94%. В подчиненном количестве от 4 до 42,5% присутствует пыльца разнообразных недревесных растений *Ericaceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae* *Artemisia*, а также споры от 2 до 25,5%, представленные *Shpagnum*, в единичных случаях присутствует *Lycoperidium* и *Selaginella sibirica* (Milde) Hieron. Данные спектры, по заключению Р. М. Хитровой, в целом характерны для средне-верхнелепистоценовых отложений Яно-Индибирской изменности [ГК R-54-XXIX,XXXX, 1979].

Возраст данных отложений устанавливается условно, по стратиграфическому положению и палинологической характеристике.

Максимальная мощность отложений – 33,5 м [ГК R-54-XXIX,XXXX, 1979].

### Верхнее звено

Лимний и аллювий (I,all<sub>1</sub>) первой ступени верхнего звена неоплейстоцена выделяются в Яно-Индибирском СФЦР. В составе преобладают алевролиты глинистые и песчаные, редко с хорошоокатанными гальками. Образования установлены в правобережных обрывах рек Хрома и Нучча, а также вскрыты скважинами в районе горы Муксунуоха-Тас, нижнем течении р. Нучча и по р. Тенкели [ГК R-54-XVII,XXVIII, 1979; ГК R-54-XV,XVI, 1980; Узюнкоян 1979ф].

Отложения с неровным (с карманами) контактом залегают на озерных и аллювиальных осадках керемеситского надгоризонта. Перекрываются льдистыми образованиями едомы [ГК XV,XVI, 1980; ГК XVII,XXVIII, 1979].

Сложены эти образования горизонтально- и волнисто-слоистыми, местами косослоистыми, иногда оторфованными, глинистыми и песчаными алевролитами темно-серого, серого, буровато- и зеленовато-серого цветов, содержащими прослойки и линзы торфа, обломки стволов березы и ивы, а также кору, хвою и листья [ГК R-54-XVII,XVIII, 1979]. В районе горы Муксунуоха-Тас и р. Тенкели отложения супесчанисто-суглинистые с хорошоокатанными гальками [Узюнкоян, 1979ф; ГК R-54-XV,XVI, 1980].

Наиболее детальный разрез преимущественно озерных образований приведен по р. Хрома [ГК R-54-XVII,XVIII, 1979].

- |   |       |
|---|-------|
| 1. Алевролиты глинистые темно-серые, переслаивающиеся с буровато-серыми оторфованными алевролитами и бурым торфом .....   | 2,3 м |
| 2. Торф мхово-кустарниковый горизонтально-слоистый с примесью алевроитового материала, с обломками древесных стволов и коры, листьями древесных и кустарниковых пород .....           | 0,7 м |
| 3. Алевролиты песчаные серые, переслаивающиеся с бурым торфом. Слоистость волнистая, горизонтальная, участками косая, вблизи кровли слоя собраны раковины пресноводных моллюсков..... | 2,5 м |

Мощность – 5,5 м. Разрезы на других участках р. Хрома отличаются от вышеописанного меньшей заторфованностью и глинистостью пород.

Для отложений характерно наличие пресноводных моллюсков: *Radex lagotis* Schrank, *Aplexa hyponorum* L., *Valvata (Cincinna) aliena* West., *Sphaerium corneum* L. (определение А. П. Пуминова) [ГК R-54-XVII, XVIII, 1979]. В районе р. Тенкели в аллювиальных образованиях отмечены костные остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа [ГК R-54-XV, XVI, 1980].

Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием пыльцы древесно-кустарниковой группы (до 60%), над пыльцой недревесных (до 30%) и спорами (до 20%), что, по заключению А. В. Киселевой, отражает межстадиальный тип растительности [ГК R-54-XV, XVI, 1980].

Отложения характеризуются запредельными радиоуглеродными датами. Так, на р. Хрома имеются две даты с возрастом >45 тыс. лет (МАГ-430) и >49 тыс. лет (МАГ-431) [Башлавин, 1983ф].

Возраст образований первой ступени верхнего неоплейстоцена определяется на основании стратиграфического положения в разрезе и спорово-пыльцевого спектра.

Мощность – до 7 м [ГК R-54-XVII, XVIII, 1979].

*Юглерский горизонт* представлен гляциальным и гляциофлювиальным генетическими типами. Они развиты в юго-восточной части листа на склонах хр. Хадаранья и хр. Тас-Хаяхта, в пределах Селенях-Уяндинского СФцР.

Гляциальные образования (gllljg) локально распространены на западных склонах хребтов Хадаранья и Буркат в пределах Селенях-Уяндинского СФцР. В составе преобладают валуны, щебни, реже – плохоокатанные галечники и гравий в связующей супесчано-глинистой массе. Образования приурочены к телам основной и конечной морен, выполняющих широкие троговые долины [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978].

Соотношения с нижележащими образованиями не установлены; эти отложения перекрываются речными отложениями первой надпойменной террасы и более молодыми гляциальными и гляциофлювиальными образованиями. Граница между ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями обычно морфологически четко выражена – довольно крутой склон моренного увала сменяется пологой поверхностью водно-ледниковых отложений [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978].

Морены сложены валунами, щебнями, реже плохоокатанными галечниками и гравием гранитов и других пород с дресвяно-песчаным и глинистым (до 10%) заполнителями. Преобладают валуны гранитов диаметром 0,5–0,6 м, обломки роговиков и жильного кварца. Встречаются линзы льда мощностью 3–4 м, содержащие линзы льдистых суглинков и грубозернистых песков мощностью 0,6 м, а также темно-коричневых илов мощностью до 1,2 м с мелкими растительными остатками [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978].

Спорово-пыльцевой комплекс из конечных морен, установленный на сопредельной территории к западу, характеризуется преобладанием пыльцы травянистых – 45% (*Ericales*, *Saxifragaceae*, *Artemisia* и др.), подчинённым количеством пыльцы древесно-кустарниковых – 28% (*Betula*, *Alnaster*, *Pinus* и др.) и спор – 27% (*Sphagnum*, *Selaginella*). Такой комплекс соответствует относительно холодному периоду осадконакопления верхнего неоплейстоцена [ГК-1000/3 R-53, 2020].

Отложения отнесены к юглерскому горизонту верхнего неоплейстоцена на основании спорово-пыльцевого спектра и характерному соотношению с вложенной более молодой мореной хетакагчанского горизонта.

Мощность ледниковых отложений – до 30 м, условно можно предполагать в наиболее высоких конечноморенных валах увеличение мощности в несколько раз [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978].

Гляциофлювиальные образования (fillig) распространены в Яно-Индигирском СФЦР, где они развиты в долинах рек Няннели, Селенных, Кис-Юрях и др., образуют слабохолмистые, иногда террасовидные поверхности. В составе преобладают галечники, валунники с песчаным заполнителем [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978; ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Гляциофлювиальные отложения часто сложены галечниками, гравийниками и валунниками с песчаным разнозернистым заполнителем, с прослоями алевритов и песков [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978; ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Отложения заполняют наиболее пониженные участки троговых долин, как правило, залегая на коренных породах мезозойского возраста, перекрываются более молодыми гляциальными и гляциофлювиальными образованиями хетакагчанского горизонта, аллювиальными образованиями первой надпойменной террасы и различными склоновыми образованиями [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978; ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Наиболее полный разрез описан в опорном обн. № 14 на р. Няннели [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015] (снизу вверх).

1. Алевриты серо-желтые, иногда с галькой и гравием алевролитов, песчаников (до 25%), реже интрузивных пород .....	1,5 м
2. Пески серые мелкозернистые, у подошвы – прослой гравийников с мелкой галькой песчаников и алевролитов (до 40%) с серым песчаным разнозернистым заполнителем .....	1,5 м
3. Гравийники, галечники с мелкими валунами интрузивных пород. Заполнитель – песок серо-желтоватый разнозернистый .....	0,5 м
4. Галечники, валунники с песчаным, серо-желтоватым разнозернистым заполнителем .....	4,0 м
5. Гравийники, галечники с мелкими валунами гранитоидов. Заполнитель – песок серо-желтоватый разнозернистый .....	1,5 м
6. Галечники, валунники с песком разнозернистым в заполнителе .....	2,0 м
7. Деформированные прослои коричнево-серого торфа, алевритов, мелкозернистых песков .....	1,5 м

Общая мощность вскрытых в обнажении отложений – 11,0 м.

Спорово-пыльцевой спектр представлен травянисто-кустарниковой группой – 64,5%, споровой – 17,8%, древесно-кустарниковой – 17,6%. Доминанты: *Artemisia* (14,2–29,6%), субдоминанты – *Gramineae* (12,4–21,8%), сопутствующие (1–10%): *Cyperaceae* (4,5–15,3%), *Alnaster*, *Betula*, *Salix*. Из трав – *Cariophyllaceae*, *Asteraceae*, *Saxifragaceae*, *Ericales*, *Rosaceae*; из спор – *Riccia*, *Hepaticae*, *Bryales*, *Meesia*, *Lycopodium*, *Sellaginella sibirica*, *Equisetum*, *Polypodiaceae*; единичные (меньше 1%): *Larix*, *Pinus* subgen. *Haploxyton*, *Pinus* subgen. *Diploxyton*, *P. silvestris* L., *Alnus*; из трав – *Ranunculaceae* (Палинологический анализ выполнен Е. М. Львовой и Л. Г. Мельниковой, ГУП «Центргеоланалитик», г. Якутск) [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Выделенные палиноспектры отражают безлесную растительность, близкую к тундровой – «тундростепной» в условиях, благоприятных для произрастания трав. Климат характеризуется как сухой и холодный. Такой климат был характерен для времени формирования отложений верхнего неоплейстоцена [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

Кроме того, спорадически встречаются остатки диатомовых водорослей из рода *Melosira* [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

Отложения отнесены к юглерскому горизонту верхнего неоплейстоцена на основании спорово-пыльцевого спектра и характерного соотношения с вложенной более молодой мореной хетакагчанского горизонта.

Мощность их не превышает 10 м [ГК R-54-XXV,XXVI 1978].

*Кубалахский горизонт* на территории листа представлен исключительно отложениями третьей надпойменной террасы, развитыми преимущественно во впадинах Селленях-Уяндинского СФцР.

Аллювий третьей надпойменной террасы ( $\alpha^3$ IIIkb) присутствует в долинах рек Селеннях, Томмот, Уяндина, Быллат, Тирехтях, Сакиндя, Тарынг-Юрях, Талындя и небольшими фрагментами в долинах их крупных притоков (часто не выражены в масштабе карты). Относительная высота террасы – 20–40 м. Терраса преимущественно эрозивно-аккумулятивная. Аллювий залегают на размытой поверхности докайнозойских пород либо вложен в отложения едомной свиты. От более низких террасовых уровней терраса отделена четким уступом [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, в издании]. Во впадинах в составе преобладают разнозернистые пески, алевриты с растительными остатками, в горных областях – гравийно-галечный материал.

Аллювий состоит из пойменной и русловой субфаций. Пойменная субфация аллювия представляет собой горизонтально- и линзовиднослоистые тонко- и мелкозернистые пески и алевриты с обилием растительных остатков и с наилком из пелита и растительного детрита, с погребенными почвенными горизонтами. Русловая фация представлена песчано-гравийно-галечными либо валунно-галечными отложениями с песчано-суглинистым заполнителем [Петров, 2013ф; Данилов, 2018ф].

Наиболее полный разрез описан на р. Уяндина, в 8 км ниже устья р. Оймьякон [Петров, 2010ф; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015], где снизу вверх залегают образования.

1. Пески гравелистые с галькой .....	0,5 м
2. Супеси буровато-серые, темно-серые, с пятнами торфа и большим количеством растительных остатков.....	3,5 м
3. Супеси пылеватые желтовато-серые, местами оторфованные, с растительными остатками и шпирями (до 8 см) льда.....	4,0 м

Видимая мощность отложений в разрезе – 8,0 м. Максимальная мощность аллювия – 15 м. В горных реках в разрезах аллювия часто присутствует только русловая фация в виде гравийно-галечных отложений мощностью 1,5–3,5 м.

Палинокомплекс характеризуется высоким содержанием (44–81,6%) пыльцы древесно-кустарниковой группы с преобладанием пыльцы лиственницы (19,2–30%) и кедрового стланика (до 48,6%). Мелколиственные покры-

тосеменные представлены единичными пыльцевыми зернами ивы, ольхи, березы высокоствольной. В кустарниковом ярусе доминируют ольховник и береза тощая при очень скудном (до 10%) разнотравье (осоковые, многоножковые, злаки). Отмечается значительное разнообразие спор при заметном участии кочедыжниковых папоротников, сфагновых мхов, спор сибирского плаунка и плаунов арктико-альпийских видов (в верхах разреза они единичны). В целом спорово-пыльцевой спектр отражает растительность листовечно-березового редколесья с кедровым стлаником, березой тощей, ольховником в подлеске и сфагновыми болотами. Такая ландшафтная обстановка, по заключению Н. Т. Бакулиной, соответствует относительно сухому климатическому оптимуму позднего неоплейстоцена [Петров, 2013ф].

Радиоуглеродные датировки из аналогичных образований, полученные на сопредельных территориях, находятся в возрастном диапазоне 28,7–44,3 тыс. лет [Петров, 2010ф].

Отложения отнесены к кубалахскому горизонту на основании стратиграфического положения в разрезе, спорово-пыльцевого комплекса и радиоуглеродных датировок.

Мощность – до 15 м [Петров, 2010ф].

Отложения вмещают россыпные месторождения и проявления золота [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров, 2013ф].

*Хетакаганский горизонт* выделяется в пределах Полоусненского СФЦР и Селленях-Уяндинского СФЦР, где представлен аллювиальными образованиями второй надпойменной террасы, а также гляциальными и гляциофлювиальными генетическими типами.

Аллювий второй надпойменной террасы ( $\alpha^2$ IIIht) развит по долинам всех крупных рек Полоусненского СФЦР и Селленях-Уяндинского СФЦР. В составе образований преобладают пески, супеси и суглинки, реже галечники. Слагает аккумулятивные и цокольные террасы.

В межгорных впадинах, как правило, отложения террас вложены в полигенетические криогенные образования едомных фаций, аллювий залегает на аллювиальных и флювиогляциальных отложениях верхнего неоплейстоцена или на дочетвертичных породах мезозоя и палеозоя. Аллювиальные отложения местами перекрыты делювиальными и солифлюкционными, аллювиальными, аллювиальными и пролювиальными, пролювиальными, озерными и болотными отложениями верхнего неоплейстоцена и голоцена [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015; Данилов, 2018ф].

Русловая фация представлена песчано-гравийно-галечными слабосортированными, слабодистыми отложениями с грубопесчаным заполнителем, реже валунно-галечными отложениями (преимущественно в среднегорье). Пойменная фация сложена песками разнозернистыми, супесями и суглинками горизонтально- и косослоистыми с редкими линзами торфа, прослоями алевроитов опесчаненных, с тонким растительным детритом и древесными остатками, реже – песчано-галечными отложениями. В предгорных частях аллювий сложен галечниками, гравийниками с мелкими и средними валунами интрузивных пород, валунниками и песками серо-желтыми разнозернистыми кварцполевошпатовыми [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015; Петров, 2013ф]. Осадки содержат растительные и древесные остатки [Пышко, 2002ф].



Разрез отложений в шурфе № 8, пройденном на второй надпойменной террасе левого притока р. Селеннях (снизу вверх) [ГК R-54-XXV,XXVI, 1978].

1. Лыдистые (10%) песчано-галечные отложения; галька осадочных пород различной степени окатанности.....	1,5–4,2 м
2. Илы темно-серые, сильнолыдистые (35%) с линзочками галечно-гравийного материала с примесью дресвы и щебня .....	0,3–1,5 м
3. Глины темно-серые сильнолыдистые.....	0,2–0,3 м
4. Почвенно-растительный слой .....	0–0,2 м

Общая максимальная мощность отложений – 6,2 м.

В палинокомплексе доминирует пыльца травянисто-кустарничковой группы (50% и более). Представлена она в основном пылью полыни и злаковых, в небольших количествах присутствует пыльца осоковых, сложноцветных и гвоздичных. Древесно-кустарниковая группа очень бедная и немногочисленна (береза тощая, ольховник, ед. зерна ивы). Среди спор значительный процент составляют кочедыжниковые папоротники, в подчиненном количестве присутствуют сфагновые мхи и аркто-альпийские виды плаунов и плаунков. По такому спектру восстанавливается растительность кустарниковой тундры с участками лесотундрового редколесья с разнотравьем, осоковыми и моховыми болотами, что, по заключению Н. Т. Бакулиной, характерно для конца позднего неоплейстоцена [Петров, 2010ф].

Из образований второй надпойменной террасы получены радиоуглеродные датировки древесины с возрастом  $13\ 115 \pm 110$  лет назад (Кi-3130) [Пышко, 2002ф],  $13\ 040 \pm 140$  лет назад [Петров, 2010ф; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

Возраст определяется стратиграфическим положением, данными спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродных датировок.

В горах пойменная фация маломощная либо отсутствует. Мощность аллювия 4–10 м, в области межгорных впадин – до 15 м [Петров, 2013ф].

Отложения вмещают россыпные месторождения и проявления золота [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

Гляциальные отложения (glllht) развиты на юго-западе Селеннях-Уяндинского СФЦР и приурочены преимущественно к горным сооружениям, связанным с интрузивными массивами. Валунники с дресвяно-галечным заполнителем, с подчинённым количеством песка, дресвы, суглинка выполняют небольшие трюги и слагают валы конечных морен у выходов из трюговых долин в горной части [ГК R-54-XXV,XXVI, 1978; Петров, 2013ф].

В рельефе оледенение выражено экзарационными (кары, трюговые и сквозные долины) и аккумулятивными (мореноподобные отложения, трактуемые как донные, боковые и конечные морены) формами [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

Отложения состоят из хаотичного нагромождения слабоокатанных валунов (20–60%), галечников с дресвяно-галечным заполнителем и незначительной примесью суглинков и супесей. Крупнообломочный материал не отсортирован, разноразмерный (от 0,5 до 1,5 м, редко 3–5 м в поперечнике), разной формы, окатанности (доминируют слабоокатанные), иногда с ледниковыми

бороздами и шрамами. Обломки на 90 % представлены местными породами [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978; Петров, 2013ф].

В спорово-пыльцевом спектре разреза преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (33–52 %) с доминантами пыльцы ольховника и кустарниковой березы. Из трав (15–47 %) первое место принадлежит осоковым (до 41 %) и злакам (до 10 %). Разнотравье (18 %) представлено единичными пыльцевыми зернами маревых, гречишных, зонтичных, полыни, крестоцветных и вересковых. Среди спор доминирует плаунок сибирский (до 22 %), коchedыжниковые папоротники и зеленые мхи (в сумме до 18 %). Преобладание в спектре кустарниковых форм над древесными, среди трав – осоковых и злаков, а среди спор – плаунка сибирского, по заключению Е. М. Михеенко и Н. С. Смирновой, свидетельствует о довольно суровых климатических условиях формирования данных отложений. Растительные ассоциации имели тундровый характер [Петров, 2013ф].

Возраст принят на основании соотношения с более древними моренами юглерского горизонта, анализе спорово-пыльцевых спектров.

Мощность отложений – до 25 м [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Гляциофлювиальные отложения (fillht) развиты в Селеннях-Уяндинском СФцР. В составе преобладают галька, валуны, гравий в песчаном заполнителе. Образования приурочены к зонам краевых ледниковых образований, где образуют выровненные поверхности, прислоненные к подножиям конечно-моренных холмов [Петров 2013ф; ГК R-54-XXV, XXVI, 1978].

Отложения вложены в юглерские ледниковые и водно-ледниковые образования и местами перекрыты делювиальными и солифлюкционными, аллювиальными, аллювиальными и пролювиальными, пролювиальными, озерными и болотными отложениями верхнего неоплейстоцена и голоцена [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978; ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015]. В их составе, как правило, присутствуют галька, валуны, гравий в песчаном заполнителе. Галечники и пески косослоистые, характерные для зандровой равнины, местами они значительно преобразованы склоновыми процессами [Петров, 2013ф; ГК R-54-XXV, XXVI, 1978].

Разрез гляциофлювиальных отложений описан на правом берегу р. Тарынг-Юрях, в 8 км выше устья р. Сеачан-Нанча. На аллювии третьей надпойменной террасы реки залегают галечники с валунами в песчано-гравийном заполнителе. Галька разноразмерная, различной степени окатанности. Валуны гранитного состава – до 0,5 м в диаметре. Мощность толщи – порядка 14 м. Она перекрыта образованиями склонового ряда.

Для спорово-пыльцевых комплексов характерно преобладание пыльцы травянисто-кустарниковой группы растений (52,9 %) над пыльцой древесно-кустарниковой (8,9 %) и споровой группы (38,2 %). Доминанты – Gramineae (33,3 %), Bryales (21,6 %), сопутствующие – *Betula* (5,9 %), *Artemisia* (6,8 %), Polypodiaceae (7,8 %), незначительно – *Alnaster*, *Salix*, Cyperaceae, Compositae, Caryophyllaceae, *Ovoidites*, *Riccia*, *Sphagnum*, *Meesia*, *Sellaginella sibirica*. Присутствуют, кроме пыльцы, споры почвенных грибов и споры грибов-лишайников. Этот спорово-пыльцевой спектр отражает растительность мохово-лишайниковой тундры и соответствует холодному времени позднего неоплейстоцена – времени формирования отложений сартанского горизонта [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Возраст отложений определяется их стратиграфическим положением и спорово-пыльцевым спектром.

Мощность – до 14 м [Петров, 2013ф].

*Молотковский и сартанский горизонты.* Аллювий второй надпойменной террасы ( $\alpha^2llml + sr$ ) распространен в Яно-Индибирском СФцР, между дельтами рек Чондон и Сыаллах, и локально на левобережье р. Эстериктах в Маганском СФцР. В составе преобладают пески с растительными остатками.

Образования слагают террасовые поверхности второго уровня и, по всей видимости, являются останцами древней аллювиальной равнины, выдвинутой за пределы современной береговой линии. Они с размывом залегают на отложениях едомной свиты, на среднечетвертичных озерно-аллювиальных и дочетвертичных образованиях, вмещают более молодые аллювиальные и палюстринные образования.

В отличие от отложений едомной свиты, аллювиальные образования имеют более грубозернистый состав, представлены светло-серыми, желтовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песками с растительными остатками.

Наиболее полные разрезы данных отложений описаны в береговых обрывах протоки Чубуку, в районе дельты Чондона, в обн. № 1, над осypью светло-серого мелкозернистого песка, они снизу вверх представлены [Коротков, 1983ф].

1. Тонкопереслаивающиеся (0,5–1 см) мелкозернистые светло-серые пески и темно-серые полимиктовые пески.....	2,5 м
2. Тонкопереслаивающиеся мелкозернистые и разнозернистые пески различных оттенков. Материал хорошо промыт, в верхней части встречаются линзочки намывного торфа.....	0,5 м
3. Пески светло-серые с желтоватым оттенком полимиктовые, редко встречаются обохренные пятна и растительные остатки.....	0,5 м
4. Перемятая толща супесей, алевритов, оторфованных алевритов.....	0,5 м

Видимая мощность в разрезе – 4 м. Слой 5 перекрывается современным почвенно-растительным слоем.

Возраст устанавливается на основании геоморфологического положения: образования вложены в криогенные образования едомы и отделяются от них четким уступом.

Общая мощность – до 40 м.

Едомная свита. Криогенные образования ( $llled$ ) широко распространены практически на всей территории Яно-Индибирского СФцР и Маганского СФцР. В составе преобладают лессовидные пылеватые супеси, суглинки, алевриты, линзы и жилы льда, в нижней части – пески, супеси, суглинки с древесными остатками. Как правило, образования едомы представлены сохранившимися останцами покровных образований, отвечающими наиболее молодой части свиты [ГК R-54-XV, XVI, 1980].

Ввиду своего сложного происхождения свита занимает различные геоморфологические уровни от погребенных ниже современного базиса эрозии до водораздельных поверхностей на уровне 40–80 м в Яно-Индибирской низ-

менности и до 120–140 м на Абыйской низменности. Преобладает покровный тип отложений, несмотря на активно развивающиеся процессы термокарста и современную эрозионную деятельность рек.

В большинстве случаев покровы перекрывают дочетвертичные, эоплейстоцен-раннеплейстоценовые и среднеплейстоценовые образования, а на поверхности значительные площади в свою очередь в результате термокарстовых процессов перекрыты так называемыми «аласными» озерными и аллювиальными образованиями голоцена.

Как правило, в строении свиты выделяются два уровня. Более древняя часть сложена льдистыми алевролитами и суглинками с большим количеством растительных остатков, более молодая представлена светло-серыми, коричнево-серыми лессовидными алевролитами, также обогащенными органическими остатками. Для всех отложений характерна большая льдистость, наличие крупных сингенетических жил и четко выраженные криотекстуры [ГК R-54-XV, XVI, 1980].

Наиболее полный разрез приведен по р. Хрома в обн. № 5, где снизу вверх залегают образования [Башлаев, 1983ф].

1. Сильнольдистые серые суглинки .....	2,0 м
2. Алевролиты серые с редкими тонкими прослойками песка, с обилием тонких корешков трав. Слоистость четкая, горизонтальная. Из промытых корешков получена дата $^{14}\text{C}$ 28 900 ± 1000 (МАГ-467) .....	6,0 м
3. Пески тонкозернистые, слоистые, слоистость подчеркивается чередованием серых и желтых разностей. Преобладают желтые пески .....	6,7 м

Общая мощность – 14,7 м. Выше залегают покровные серые суглинки с линзами торфа. В обнажении отмечаются горизонты сингенетических ледяных жил, верхние кромки которых сопадают с кровлями описанных слоев.

Сводный список костных остатков млекопитающих включает: *Lepus* sp., *Alopex lagopus* (L.), *Canis lupus* L., *Panthera spelaea* goldf., *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Goelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus caballus* L. (Мелкая форма), *Rangifer tarandus* L. *Cervus elaphus* L., *Alces* L. *Ovotospallantis* Ham-Smith., *Bison priscus* Baj. Данный комплекс определяется как позднеплейстоценовый [Узюнкоян, 1979ф].

Для спорово-пыльцевых комплексов нижней части отложений характерно господство пыльцы группы трав, кустарников и кустарничков при меньшем содержании спор. Пыльца деревьев почти отсутствует. В травяно-кустарниковой группе преобладают пыльцевые зерна, принадлежащие главным образом к *Artemisia absinthium* L. наряду с пыльцой степного вида *Artemisia laciniata* willd и *Ghenopodiaceae* gramineae. Показательным для состава спор является значительное участие представителей аркто-альпийского вида – *Sellaginella sibirica* (Milde) Hieron., сочетающихся с менее распространенными спорами, относящимися к *Sphagnum* sp., *Bryales* и *Sellaginella* sp. По заключению М. В. Барковой, данный комплекс характерен для второй ступени верхнего неоплейстоцена [ГК R-54-XV, XVI, 1980].

Спорово-пыльцевые спектры верхней части отложений характеризуются преобладанием спор – 57,1 %, ведущее место занимают споры зеленых мхов (43,3 %), также присутствуют споры плаунка сибирского (3,6 %), многож-

ковых (7,3 %) и др. Древесно-кустарниковая группа представлена незначительно. В ней в основном встречается пыльца кустарниковой березы (2,4 %), ивы (0,4 %), кедрового стланика (0,7 %), лиственницы (0,7 %). Довольно много переотложенной пыльцы тсуги, гаплоидной и диплоидной сосен, каштана, ольхи, древовидной березы. Данный спектр, по мнению Н. Т. Бакулиной, свидетельствовал о холодном и суровом климате во время формирования осадков [Коротков, 1983ф].

В составе диатомового комплекса, собранного в Яно-Индибирском СФцР из нижней части образований, наиболее часто встречаются *Pinnularia borealis* Ehr., *Pinnularia lata* var. *thuriagiaca* Fabh., *Hantzschia amphioxus* (Ehr.) Grua., реже *Euaotia* ktz., *Havicula amphibola* Cl., *Pinnularia alphina* W. Sm. и др., обитающие в заболоченном водоеме. Диатомовый комплекс, по данным Л. Г. Пирумовой, характеризуется арктическими и аркто-бореальными формами, свидетельствующими о холодном климате [ГК R-54-XV, XVI, 1980].

На левобережье р. Хрома из отложений едомной свиты получены многочисленные радиоуглеродные датировки в диапазоне от 11,5 до 49,5 тыс. лет.

Возраст едомной свиты (верхнее звено неоплейстоцена, вторая, третья и четвертая ступени) устанавливается на основании стратиграфического положения, радиоуглеродных датировок, спорово-пыльцевых спектров и многочисленных палеонтологических находок.

Мощность отложений – от 20 до 60 м [ГК R-54-XV, XVI, 1980].

### Среднее–верхнее звенья

К отложениям среднего–верхнего звеньев отнесены морские образования в Лаптевоморской СФцЗ и полигенетические покровные криогенно-эоловые едомные образования в Колымо-Индибирской СФцЗ.

*Морские образования* непосредственно на территории листа не установлены и показаны исключительно на схеме соотношения. Предположительно, они распространены в Лаптевоморской СФцЗ в акватории моря Лаптевых и Селляхской губе, установлены на сопредельной территории в районе Ванькиной губы, где вскрыты скважинами [Узюнкоян, 1979ф], а также многочисленными скважинами в проливе Дм. Лаптева [ГК-1000/3, S-53, 2016]. Образования включают в себя различные субфации собственно морских, прибрежно-морских и аллювиально-морских фаций [ГК-1000/3, S-53, 2016].

В районе Ванькиной губы эти образования залегают на гелазий-нижнео-плейстоценовых образованиях, реже – на коре выветривания, что фиксируется резким увеличением грубообломочного материала. По всей видимости, они имеют сложные соотношения с континентальными образованиями плейстоцена и перекрываются морскими голоценовыми образованиями.

Для отложений характерна изменчивость как по вертикали, так и по латерали. Вблизи современной береговой линии они представлены прибрежно-морской субфацией, которая по латерали сменяется морской, а в различных скважинах мощность и состав образований часто различается.

Предполагаемый разрез описан по скважине, расположенной в Ванькиной губе, где снизу вверх вскрыты [Узюнкоян, 1979ф].

1. Темно-серые супеси с большим количеством галечного материала .....	6,0 м
2. Темно-серые алевроиты с примесью тонкозернистого песка с отдельной галькой и щебенкой .....	4,0 м
3. Алевроиты темно-серого цвета с примесью тонкозернистого песка и глинистого материала (до 15 %) .....	6,0 м

Общая мощность – 16 м. Выше перекрываются современными образованиями.

Спорово-пыльцевые спектры, выделяемые в скважинах, довольно разнообразны и отражают изменение климата во время формирования осадка. В спорово-пыльцевых спектрах из нижней части приведенного выше разреза, выделенных Г. Г. Карташовой, господствует пыльца трав и кустарников (*Ericaceae*, *Artemisia*, *Gramineae* и др.). Среди спор резко преобладают зеленые мхи, а древесно-кустарниковая группа очень незначительная (20 %) и представлена исключительно мелколиственными породами (*Betula*, *Alnaster*). Спектры характеризуют растительность тундрового типа. В верхней части приведенного разреза спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием пыльцы древесно-кустарниковой группы, отмечается пыльца хвойных – лиственницы, сосны и ели, несколько снижен процент березы мелколиственной, среди спор доминируют сфагновые мхи, что, по мнению Г. Г. Карташовой, соответствует сравнительно благоприятным климатическим условиям каргинского межледниковья [Узюнкоян, 1979ф].

Диатомовая флора, по заключению А. М. Белевич, характеризует пресноводно-солонатоводные условия формирования этих осадков [Узюнкоян, 1979ф].

Возраст устанавливается по стратиграфическому положению в разрезе и на основании спорово-пыльцевых спектров.

Мощность отложений, по аналогии со вскрытыми скважинами в районе Ванькиной губы, на территории листа не превышает 35 м.

Криогенные едомные образования (L<sub>ед</sub>II-III) распространены в Кольмо-Индибирской СФцЗ. В составе преобладают лессовидные пылеватые супеси, пески, суглинки, в нижней части – галечники. Широко распространены во впадинах Уядинской, Селенняхской, Эстериктяхской и др. Генетические разности отложений включают в себя преимущественно озерные и аллювиальные в межгорных впадинах и делювиально-солифлюкционные с повышенной льдистостью на склонах.

Отложения представлены лессовидными пылеватыми суглинками и супесями с многочисленными включениями растительного детрита и линзами торфа, внизу вмещают прослой и линзы галечников и гравийников с примесью мелкозернистого песка и отдельные валуны.

Образования залегают в виде покрова с размывом на разнообразных более древних кайнозойских либо докайнозойских коренных породах, характеризуются сложными соотношениями с надпойменными террасами третьего и второго уровней, перекрываются молодыми озерно-болотными, склоновыми и пролювиальными образованиями [ГК К-54-XXVII, XXVIII, 2015; Данилов, 2018ф].

Состав верхней части образований, преимущественно тонкодисперсный, представлен суглинками и супесями пылеватыми сизовато-серыми, коричне-

вато-серыми, горизонтально- и волнистослоистыми с многочисленными включениями растительного детрита и линзами автохтонного слаборазложившегося торфа. К их нижней части могут быть отнесены прослой и линзы галечников и гравийников с примесью мелкозернистого песка и отдельных валунов. Отличительной особенностью образований является наличие крупных ледяных жил, которые по объему (до 60–75 %) часто превосходят вмещающие их грунтовые массы. В отдельных разрезах наблюдается до двух и более ярусов повторно-жильных льдов. Лед вертикально-полосчатый, сильно загрязненный минеральными примесями [Пышко, 2002ф; ГК R-54-XXV, XXVI, 1978; ГК R-54-XXI, XXII, 1979; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Типичный разрез вскрыт на левобережье р. Нонгондя в скв. 6, где снизу вверх вскрыты [Данилов 2018ф].

1. Песчано-гравийно-галечные отложения с примесью (5–10 %) щебня осадочных пород.....	3 м
2. Супеси, в нижней части илистые плотные с дресвой и мелким щебнем (до 20 %) песчаников, алевролитов.....	9 м
3. Лед ископаемый с илом и песком (до 30 %) .....	16 м
4. Супеси льдистые (20 %) иловатые с примесью (1–5 %) щебня и дресвы песчаников и алевролитов.....	2 м

Общая мощность отложений в разрезе – 30 м.

Отложения содержат макрофауну крупных млекопитающих позднепалеолитического «мамонтового» комплекса. Сводный комплекс ископаемой фауны включает: *Mammuthus primigenius* Blum (поздний тип и карликовая форма), *Bison priscus longicornis* W. Crom., *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Bison priscus* Woj., *Rangifer tarandus* L., *Equus caballus* L. (мелкие и крупные формы), остатки костей шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatus* Blub., что, по заключениям экспертов, соответствует верхнему неоплейстоцену. Также в отложениях встречаются тонкостенные пресноводные моллюски *Pisidium*, которые указывают на водный генезис части образований [ГК R-54-XXI, XXII, 1979; Данилов, 2018ф; ГК R-54-XVII, XVIII, 1984].

В силу того, что данные образования захватывают большой временной интервал, в них выделяется несколько типов спорово-пыльцевых спектров. Для средне-неоплейстоценовой части разреза характерны два типа спорово-пыльцевых спектров. В одном из них доминанты – *Ericales*, *Betula* sect. *Nanae*, *Sphagnum*; субдоминанты – *Alnaster*, *Rhododendron*; сопутствующие – *Betula* (древ.), *Bryales*, *Alnus*, *Larix*, *Polypodiaceae*, *Salix*. Растительность – лесотундра с участками кустарниковой тундры. В другом доминанты – *Bryales*; субдоминанты – *Sellaginella sibirica*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*; сопутствующие – *Betula* sect. *Nanae*, *Artemisia*, *Alnaster*. Растительность: арктическая тундра [Пышко, 2002ф].

В верхне-неоплейстоценовой части выделяется три типа спектров. В нижнем комплексе, который коррелируется с ледниковыми образованиями хетакагчанского горизонта, преобладает пыльца травянисто-кустарничковой группы и споры. Среди трав доминируют злаки, полыни, гвоздичные и маревые. В группе спор господствуют зеленые мхи и плаунок сибирский. Пыльца древесно-кустарниковой группы почти целиком состоит из ольховника и кустар-

никовой березки. Спектры такого типа, по заключению М. В. Барковой, характеризуют своеобразные ландшафты холодных перигляциальных степей и датируются второй ступенью верхнего неоплейстоцена. Основные площади были заняты открытыми пространствами полынно-разнотравных степей и тундрово-болотными ассоциациями, представленными зеленомошными болотами с кустарниковой березкой, вересками и злаками. На склонах формировались растительные группировки с широким участием плаунка сибирского [Данилов, 2018ф].

В среднем спорово-пыльцевом комплексе в древесно-кустарниковой группе доминирует пыльца кустарниковых форм берез (22–85 %) при значительном процентном содержании пыльцы ольховника (6–29 %). В виде единичных пыльцевых зерен присутствует пыльца *Picea* sp., *P. obovata*, *P. sect. Omorica*, *P. sect. Euripicea*, лиственницы, кедрового стланника, гаплоидной сосны, пихты, ольхи, ивы. Среди травянисто-кустарничковой группы отмечается попеременное преобладание пыльцы верескоцветных (6–90 %), полыни (4–57 %), злаков (1–28 %) и осок (1–75 %). Значительно разнообразие пыльцы разнотравья. В спорах ведущую роль играют зеленые (15–89 %) и сфагновые (4–78 %) мхи, при этом содержание последних убывает вверх по разрезу. В незначительных количествах присутствуют споры кочедыжничкового папоротника (1–6 %) и сибирского плаунка (0–4 %), единично встречаются споры *Equisetum*, *Botrychium* и тундровых видов плаунов – *Lycopodium* sect. *Selago*, *L. annotinum*. Данные спорово-пыльцевые спектры, по заключению И. С. Евтеевой, отражают лесотундровый характер растительности с господством лиственнично-березового редколесья с участием кустарниковой тундры со сфагновыми и зеленомошными болотами. Растительный покров близок к современному, но отвечает несколько более теплым климатическим условиям периода накопления отложений (вероятно, третьей ступени неоплейстоцена). Пыльца хвойных пород скорее всего является заносной из более южных мест обитаний. Пыльцевые зерна *Tsuga torulosa*, *Corylus* и споры *Sellaginella sanguinolenta*, вероятно, переотложены из более древних отложений [Данилов, 2018ф].

Самый верхний комплекс характеризуется резким сокращением пыльцы древесно-кустарниковой группы (2–10 %) при доминирующем положении пыльцы травянисто-кустарничковой группы (45–66 %). В группе древесно-кустарниковых растений ведущая роль сохраняется за кустарниковыми формами берез (63–89 %), отмечается почти полное выпадение пыльцы ольховника, древовидной березы, отсутствие всех экзотических форм и резкое обеднение состава хвойных пород. В травянисто-кустарничковой группе безраздельно господствует пыльца полыней (39–77 %). Среди спор (21–49 %) доминируют зеленые мхи (66–87 %) при незначительном содержании спор сфагновых мхов (0–5 %), кочедыжничковых папоротников (0–3 %) и сибирского плаунка (0–7 %). Такие спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о господстве тундрово-болотных растительных ассоциаций (кустарниковая тундра с зеленомошными болотами). Значительные площади были заняты остепненными склонами с растениями – ксерофитами. Растительный покров обеднен по сравнению с современным, что указывает на формирование отложений в суровых климатических условиях последнего похолодания позднего неоплейстоцена [Данилов, 2018ф].



Аллювиальный и озерный генезис едомной свиты подтверждается диатомовой флорой литорали неглубокого зарастающего водоема, где доминируют озерно-болотные виды *Eunotia*, донные и донно-литоральные виды родов *Navicula* и *Pinnularia*. Присутствие многочисленных арктических, аркто-бореальных и северо-альпийских видов (*Tetracyclus emarginatus* (Ehr.) W. Sm., *Eunotia tenella* (Grun.) Hust., *Navicula amphibole* Cl. и др., определения Л. Г. Пуминовой) свидетельствует об умеренно холодном времени формирования едомной свиты [Петров, 2010ф]. Из верхней части отложений в районе р. Балгаянах получены диатомовые водоросли *Staurones anceps* Ehr., *S. phoenicenterom* Ehr., *Cymbella heteropleura* Ehr., *Pinnularia borealis* Ehr, характерные для хетакагчанского времени [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

Согласно абсолютным датировкам, данные отложения формировались в основном в молотковско-сартанское время – от 46 до 10 тыс. лет, но существуют единичные даты с запредельными датировками (> 50 тыс. лет) [Данилов, 2018ф].

Возраст отложений устанавливается преимущественно по стратиграфическому положению в разрезе. Верхи отложений коррелируют с образованиями едомной свиты на низменностях. Они хорошо охарактеризованы фаунистически, палинологически, также имеются радиоуглеродные датировки. Нижняя часть отложений, как правило, погребена, коррелируется с отложениями керемеситского надгоризонта и характеризуется единичными палеонтологическими находками и спорово-пыльцевыми спектрами, относимыми к среднему неоплейстоцену.

По скважинам и геофизическим данным, мощность образований не превышает 60 м [Петров, 2013ф].

### Верхнее звено неоплейстоцена–нижний голоцен

В Яно-Индибирской СФцР к данному подразделению относятся аллювий первой надпойменной террасы и аллювиально-морские образования, в Маганско-Поповской СФцЗ и Колымо-Индибирской СФцЗ – аллювий первой надпойменной террасы.

*Сартанский горизонт – нижняя часть голоцена.* Широко развиты аллювиальные и аллювиально-морские образования в области низменностей Маганской и Приморской СФцЗ.

Аллювий *о м а р и н и й* (amllsr–H<sup>1</sup>) участвует в строении надводной части дельт, распространен в Яно-Индибирском СФцР вблизи устьев рек Чондон, Сылах и других малых рек, где слагает 8–10-метровую террасу. В составе преобладают алевроиты, торфяники, илы.

Как правило, отложения залегают на криогенных полигенетических образованиях едомной свиты либо на аллювиальных образованиях молотковского и сартанского горизонтов и имеют постепенный переход к аллювиальным образованиям первой надпойменной террасы, местами на поверхности аллювиально-морских образований накапливаются современные болотные и озерные образования.

В строении аллювиально-морских отложений прослеживается латеральная зональность, по мере удаления от береговой линии алевроиты темно-серые

с прослоями намывного торфа и илом сменяются в переходной зоне к аллювиальным образованиям серыми алевритами и тонкозернистыми песками, обогащенными растительными остатками.

Типичный разрез отложений описан севернее территории листа, в устье руч. Мал. Чокурдах, где под почвенно-растительным слоем снизу вверх залегают [Узюнкоян, 1979ф].

1. Пески тонкозернистые пылеватые волнистослоистые .....	3,8 м
2. Пески тонкозернистые пылеватые.....	0,6 м
3. Алевриты опесчаненные.....	0,4 м

Видимая мощность – 3,8 м.

Возраст устанавливается по геоморфологическому положению поверхности, совпадающей с уровнем первой надпойменной речной террасы.

Предполагаемая мощность не превышает 15 м [Узюнкоян, 1979ф].

Аллювий первой надпойменной террасы ( $\alpha^{1111sr-H_1}$ ) развит в Приморской и Магано-Поповской СФцЗ, где слагает первую надпойменную террасу рек Яно-Индибирской и Абыйской низменностей. В составе преобладают пески и алевриты с растительными остатками, реже галечники. Как правило, аллювий вложен в отложения керемеситского надгоризонта и едомной свиты либо непосредственно в коренные породы мезозоя, перекрывается более молодыми аллювиальными, озерными и болотными образованиями.

Представлены отложения преимущественно переслаивающимися песками и алевритами. В их разрезе часто встречается старичная фация, представленная горизонтально-слоистыми алевритами, обогащенными растительными остатками. Локально вблизи останцовых массивов или коренных выходов в составе преобладают галечники.

Типичный разрез аллювиальных образований приведен по описанию террасы р. Нуучи, в обн. № 3 снизу вверх [Коротков, 1983ф].

1. Переслаивающиеся пески светло-серые мелкозернистые и алевриты темно-серые. Мощность прослоев песков 20–25 см, алевритов 2–3 см. Слоистость горизонтальная, в отдельных прослоях песка – косая .....	0,5 м
2. Алевриты темно-серые песчанистые с нитевидными корешками трав и редкими линзочками и пятнами намывного торфа .....	0,3 м
3. Переслаивающиеся пески и алевриты, аналогичные слою 1. В прослоях песков фиксируется косая слоистость, для слоя характерна интенсивная обохренность	2,5 м
4. Алевриты темно-серые с нитевидными корешками трав, линзами намывного торфа .....	0,3 м
5. Алевриты темно-серые горизонтально-слоистые, с редкими прослоями мелкозернистых песков (1–2 см), растительных остатков и торфа .....	2,0 м

Видимая мощность – 5,1 м.

Разрезы по другим обнажениям отличаются соотношением песков и алевритов.

Спорово-пыльцевые спектры характеризуются двумя типами. В нижнем отмечается высокое содержание спор (47,8–66,6%), среди которых ведущее место занимают зеленомошники (37,1–69,6%). Споры печеночников, сибирских плаунов, кочедыжниковых папортников встречаются в единичных

количествах. Пыльца травянистых растений составляет 29,8–51,9%, состав их довольно разнообразен: преобладает пыльца злаков (6,6–16,5%), полыней (3,1–11,1%), гвоздичных (4,3–9,7%), меньше осок (0,2–10,5%), крестоцветных (0,2–0,9%), гречишных (0,2–0,6%). Количество пыльцы в древесно-кустарниковой группе незначительно (0,3–0,2%). Постоянно встречается лишь пыльца кустарниковой березы (0,1–12,5%). Единично отмечается пыльца пихты, лещины, гаплоидной и диплоидной сосен, которые можно объяснить лишь их переотложением. Описанный спорово-пыльцевой спектр характеризует растительность безлесной тундры, почти лишенной кустарников, с господством зеленых мхов и трав, что свидетельствует о резко континентальных климатических условиях.

Спорово-пыльцевой комплекс из верхней части разреза резко отличается от вышеописанного. Содержание пыльцы древесно-кустарниковой группы достигает 36,4–48,6%. Она представлена пыльцой кустарниковых берез (15,7–23,4%), ольховника (10,7–19,7%), древовидной березы (2,4–3,9%), ольхи (0,4–1,4%), ивы (0,4–1,7%). В единичном количестве встречается пыльца лиственницы (0,9%), ели (0,2%), сосны (0,4–0,7%). В недревесной группе видное место занимает пыльца Ericales (5,7–11,1%), довольно много пыльцы злаков (6,8–16,1%). Сокращается количество пыльцы ксерофитовых растений – полыни (4–4,8%), гвоздичных (0,4–0,9%). Споры составляют всего лишь 19,8–28,7%, но среди них по-прежнему доминируют споры зеленых мхов (13,7–24,7%), появляются споры сфагновых мхов (1,0–1,4%).

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры нижней части соответствуют позднему неоплейстоцену, а верхние отражают существенное потепление и увлажнение климата, произошедшее в голоцене [Коротков, 1983ф].

Данные радиоуглеродных датировок из отложений первой террасы получены преимущественно за пределами листа, дают возраст в диапазоне 5150–9200 тыс. лет.

Возраст устанавливается на основании геоморфологического положения, спорово-пыльцевых комплексов и радиоуглеродных датировок.

Мощность отложений не превышает 15 м [Коротков, 1983ф].

С галечными отложениями связаны россыпи олова современной долины р. Тенкели.

*Хетакагчанский горизонт – нижняя часть голоцена.* Представлены аллювиальными образованиями первой надпойменной террасы, повсеместно развитой в горных областях и впадинах Верхояно-Чукотской СФЦО.

Аллювий первой надпойменной террасы ( $\alpha^1$ IIIht-H<sup>1</sup>) в Верхояно-Чукотской СФЦО слагает первую надпойменную террасу высотой до 10 м на крупных реках и высотой до 5 м у их притоков. В составе преобладают галечники с песчано-гравийным заполнителем, реже пески и супеси. В области межгорных впадин терраса аккумулятивная, в горах эрозионно-аккумулятивная. Аллювиальные образования как правило, вложены в полигенетические едомные образования либо залегают на дочетвертичном цоколе [Петров, 2010ф].

На равнинных участках рек в области межгорных впадин аллювий, как правило, имеет двучленное строение. Русловая фация сложена галечно-гравийным материалом, пойменная – песками разноразмерными с галькой,

в верхней части автохтонным торфом с прослоями илистых суглинков и по-  
 слойными включениями растительных остатков, в том числе и древесных.  
 В верхах разреза присутствуют мелкие клинья и шпирь льда. В долинах рек  
 Аллаиха, Эликчян аллювий полностью сложен галечниками, гравийниками и  
 песками [Данилов, 2018ф]. В горах преобладает русловая фация, представ-  
 ленная гравийно-галечным материалом, песками и валунами [Петров, 2010ф].

Наиболее полный разрез вскрыт расчисткой в левом борту первой  
 надпойменной террасы в верхнем течении р. Куранах. Здесь под почвенным  
 слоем снизу вверх обнажаются [ГК R-54-XIX, XX, 1979].

1. Пески с мелкой галькой .....	0,4 м
2. Грязно-серый лед .....	0,05 м
3. Пески с мелкой галькой .....	1,8 м
4. Грязно-серый лед .....	0,75 м
5. Илистые суглинки с прослойками песка, линзами льда и древесными остат- ками .....	0,95 м
6. Пески серые мелкозернистые .....	0,15 м
7. Суглинки темные илистые с древесными остатками, линзочками и прослой- ками песка .....	2,1 м
8. Суглинки темно-серые .....	0,2 м

Общая мощность – 7,0 м.

Пойменная и старичная фации содержат банки пресноводных моллюсков  
 рода *Lacustrina* и остракоды *Condina abtusa* C., *Condonella subellipsoidea* Sth.  
 и др. [Петров, 2010ф].

Спорово-пыльцевые комплексы аллювия I надпойменной террасы разные  
 по территории, отражают существующие зональные различия растительного  
 покрова, аналогичные современным (на севере, в долинах рек Аллаиха,  
 Эликчян лесотундра; на юге, в долинах рек 2-я Нонгондя и Донская – лист-  
 венничная северная тайга).

В спорово-пыльцевом комплексе опорного разреза преобладает пыльца  
 древесно-кустарниковой группы (50,4–67,8%) при подчиненном участии  
 пыльцы травянисто-кустарничковой группы (17,4–29,0%) и спор (11,8–  
 24,0%). В древесно-кустарниковой группе доминирует пыльца кустарниковых  
 форм берез и ольховника (в сумме до 98,5%) при единичных пыльцевых зер-  
 нах сосны и ивы. В травянисто-кустарничковой группе преобладает пыльца  
 верескоцветных (37,4–67,1%), присутствуют злаки (до 19,4%), осоки  
 (до 11,9%), полынь (до 5,3%). Группа спор представлена в основном сфагно-  
 выми (до 73,5%) и зелеными (в среднем 28,6%) мхами. Кроме того, присут-  
 ствуют плауны (11,7%), сибирский плаунок (2,2%) и кочедыжниковые папо-  
 ротники (2,8%). По заключению А. В. Киселевой, данный палинокомплекс  
 отражает лесотундровый тип растительности раннего голоцена [ГК R-54-XIX,  
 XX, 1979].

В верховьях р. Баки найдены остатки диатомовых водорослей: *Eunotia*  
*faba* (Ehr.) Grun., *E. praerupta* Ehr. *E. exigua* (Erib.) Rabenh., *Stauroncis phoeni-*  
*centeron* Ehr., *N. ainuta* Kts., *Pinnularia borealis* Ehr., *P. brevicostata* Cl.,  
*F. isostauron* Grun., *P. viridis* (Nitsach.), по заключению А. М. Белевича, они  
 характерны для верхнего неоплейстоцена и современных отложений  
 [ГК R-54-XXI, XXII, 1979].

Радиоуглеродные датировки из древесных остатков в разрезе I надпойменной террасы р. 2-я Нонгондя показали возраст по  $^{14}\text{C}$   $11\,700 \pm 900$  лет (МАГ-10) [Данилов, 2018ф], а из отложений по р. Уяндина – от  $10\,720 \pm 120$  до  $7270 \pm 50$  лет (ГИН-523, ГИН-5033) [Петров, 2013ф].

Возраст установлен на основании геоморфологического положения в разрезе, спорово-пыльцевого анализа, а также результатов радиоуглеродного датирования.

Максимальная мощность аллювия I надпойменной террасы в шурфах – до 10 м [Петров, 2013ф; ГК R-54-XIX,XX, 1979].

С аллювиальными образованиями первой надпойменной террасы связаны месторождения строительных материалов (пески строительные и песчано-гравийные смеси), а также россыпные месторождения и проявления золота и олова [Данилов, 2018ф; Петров, 2013ф].

## ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения распространены повсеместно и представлены аллювиальными, аллювиально-морскими, озерными и болотными образованиями верхней части. Нерасчлененные – морскими, аллювиально-морскими, озерными и болотными образованиями.

### Верхняя часть

К верхней части голоцена относятся аллювий русла и пойм, лимний и палюстрий, развитые в Приморской СФцЗ, Магано-Поповской СФцЗ и Колымо-Индигирской СФцЗ, а также аллювиально-морские и морские образования, развитые в Лаптевоморской СФцЗ.

Лимний и палюстрий ( $l, p, H^2$ ) развит повсеместно в устьях рек и на поверхности первой террасы крупных водотоков. В составе преобладают глины, суглинки, супеси, илистые пески, прослой торфа. Небольшие по площади покровные образования связаны с термокарстовыми процессами либо с эволюцией старичных озер.

Состав отложений разнообразный, как правило, представлен темно-серыми супесями, суглинками пылеватыми, песками илистыми, часто оторфованными, глинами, илами тонкогоризонтально- и косослоистыми, со слабооблагорожившимися растительными остатками, прослоями торфа, реже – маломощными торфяниками с массивной, редко – линзовидной криогенной текстурой в кровле толщи [Петров, 2010ф].

Характеристика данных образований приведена по обн. № 7, расположенному в борту левого притока р. Чубукулах, снизу вверх.

1. Алевриты илистые, сильноольдистые, с прослоями и линзами торфа коричневого. Алевриты содержат древесные остатки, возраст которых, по данным радиоуглеродного датирования,  $4065 \pm 135$  лет (МАГ-1052) ..... 2,1 м
2. Торф коричневый ..... 0,05 м
3. Алевриты темно-серые, пятнистые (сезонно-талый слой) ..... 0,25 м

Видимая мощность – 2,6 м.

Из отложений выделен палинокомплекс, где доминирует пыльца *Betula* кустарниковой (27,9–59,1%) и споры *Sphagnum* (16,9–48,8%); субдоминанты – *Alnaster* (4,4–11,6%), *Ericales* (1,1–14,9%), *Poaceae* (1,0–16,0%), *Cyperaceae* (0,3–10,0%); сопутствующие – *Pinus pumila* (2,3–7,0%). Комплекс характеризует безлесную растительность типа кустарниковой тундры с господством зарослей березки кустарниковой и ольховника в сочетании с ерником [Пышко, 2002ф].

Максимальный возраст, по данным радиоуглеродного датирования, не превышает  $4065 \pm 135$  лет (МАГ-1052) [Пышко, 2002ф].

Возраст устанавливается на основании геоморфологического положения, радиоуглеродных датировок и спорово-пыльцевых спектров.

Мощность отложений – до 4,5 м.

Аллювий мариний ( $\text{amH}^2$ ) распространен непосредственно вблизи береговой линии в Арктической СФЦО. Данные образования участвуют в строении обширных кос, отмелей, зон осушек, маршей и террасовых поверхностей в устьях рек высотой 2–3 м. В составе преобладают илы, алевриты с растительными остатками и намывным торфом, реже мелкозернистые пески. Перекрывают или вложены в образования голоцена, реже развиваются на более древних образованиях.

Палинокомплексы из отложений отражают современные растительные ассоциации.

Мощность отложений – до 5 м.

Аллювий русел, пойм ( $\text{aH}^2$ ) распространен повсеместно. Отложения выполняют собственно русла рек, прирусловые отмели, косы, а на крупных реках слагают два уровня поймы. В составе преобладают валунники, галечники, пески, супеси, линзовидные прослои супесей и суглинков. Вложен во все более древние образования.

Русловой аллювий на крупных реках в зонах равновесного режима имеет преимущественно песчано-гравийно-галечниковый, реже грубопесчаный состав, в долинах водотоков I и II порядков преобладает несортированный плоскокатанный галечно-валунный материал. Русловая фация пойменных террас сложена валунниками, галечниками, щебеночниками и песками полимиктовыми средне- и крупнозернистыми. Пойменная фация их состоит из песков разнозернистых, супесей, суглинков, торфов с маломощными (1–2 см) прослойками песков мелкозернистых с мелкой галькой, реже песчано-гравийно-галечными отложениями с редкими валунами. В верхней части разреза присутствуют маломощные линзы льда. Мощность аллювия на территории низко- и среднегорного рельефа редко превышает 5 м, во впадинах – до 10 м и более [Петров, 2013ф]. В Яно-Колымской МЛЗ состав отложений зависит от размываемых пород. На большей части Яно-Индигирской и Абыйской низменностей это песчано-алевритовые отложения и лишь на некоторых участках, где размываются коренные породы, наблюдаются щебнистые косы. Характерной особенностью отложений является резкое преобладание русловой фации.

Типичный разрез приведен по обн. № 9, расположенному в верховьях правого притока р. Селенях, прорезающего поверхность озерно-аллювиальной равнины. Высота от уреза воды – 2,2 м. Длина обнажения – около 50 м.

Современный ландшафт – лиственничное редколесье [Пышко, 2002ф]. Снизу вверх обнажаются отложения.

1. Пески мелкозернистые с тонкими прослоями песков среднезернистых и алевроитов ..... 0,55 м
2. Алевроиты желтовато-серые с растительными остатками ..... 0,1 м
3. Песчано-гравийно-галечные отложения, содержащие древесные остатки, возраст которых, по данным радиоуглеродного датирования, составил  $1345 \pm 80$  лет назад (МАГ-1044). В кровле – прослой торфа коричневого ..... 1,45 м

Общая мощность – 2,1 м.

Спорово-пыльцевые спектры пойменных террас характеризуются повышенным содержанием пыльцы древесно-кустарниковой группы, представленной главным образом березой тощей (36,7–85,3 %) и ольховником (8,1–33,3 %). В небольших количествах присутствует пыльца древовидной березы и сосен, единично – лиственницы и ели. Травяно-кустарничковая группа (11–53 %) состоит из пыльцы верескоцветных (16,6–95,8 %), осоковых (1,1–38,2 %), злаков (0,8–32,2 %), гвоздичных и полыней (до 10 %). Среди спор доминируют сфагновые и зеленые мхи. Подобные спектры отвечают растительным ассоциациям современной флоры региона [Петров, 2013ф].

Радиоуглеродные датировки располагаются в диапазоне от 5500 до 550 лет [Петров, 2013ф; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Пышко, 2002ф].

По стратиграфическому положению, данным палинокомплекса и радиоуглеродным датировкам формирование данных отложений относится ко второй половине голоцена.

Мощность отложений – от 3 до 6 м в горной области, в области Абыйской и Яно-Индибирской низменностей мощность может возрастает до 16 м [ГК R-54-XV, XVI, 1980; Данилов, 2018ф].

Отложения вмещают многочисленные россыпные месторождения и проявления вольфрама, олова и золота [ГК R-54-XXVII, XXXVIII, 2015]. В аллювии р. Бирюн (правый приток р. Томмот) установлено проявление нефрита [Петров, 2013ф]. С горным аллювием связаны месторождения песчано-гравийного и гравийно-галечного материала. К пойменным отложениям приурочены месторождения строительных песков. На отмелях р. Хрома установлено проявление бивней, по всей видимости, вымытых из отложений едомной свиты.

### Голоцен нерасчлененный

Нерасчлененные отложения голоцена в Верхояно-Чукотской СФцО представлены пролювием и делювием, пролювием, лимнием и паллюстрием, в Лаптевоморской СФцЗ маринием, ундальювием и аллювиомаринием подводной части дельт.

Пролувий и делувий (p,dH) распространен в Верхояно-Чукотской СФцО, наиболее широко в Селенняхской впадине и на склонах хр. Эстериктях-Гас. В составе преобладают галечники с валунами и отломами, пески с галькой и щебнем. Пролувий и делувий формируют обширные шлейфы с конусами выноса у подножий гор, перекрывающие разновозрастные образования вплоть до верхнего неоплейстоцена.

Для отложений характерна слабая сортировка и плохая окатанность материала. Состав отложений напрямую связан с субстратом, так, для терригенных пород характерны слабосортированные галечно-дресвяно-щебнистые образования в суглинистом, супесчаном, реже песчаном заполнителе, в области интрузивных тел присутствуют валунный материал и отломы.

Типичный разрез их описан в краевой зоне Абыйской впадины на левобережье р. Тирехтях [Петров, 2013ф], снизу вверх.

1. Валунно-галечные отложения с суглинисто-супесчаным заполнителем ..... 0,8 м
2. Валунно-щебнистые образования в супесчаном заполнителе ..... 0,1 м
3. Супеси серо-коричневые с мелким щебнем ..... 0,4 м
4. Почвенно-растительный слой ..... 0,1 м

Видимая мощность отложений в разрезе – 2 м.

В спорово-пыльцевом спектре доминируют споры (40–85 %) с широким распространением представителей сырых каменистых скал (аркто-альпийские виды плаунов и плаунков). Кустарниковый ярус (3,4–22 %) развит слабо и представлен в основном осоковыми (20 %), злаками и разнотравьем. Данный спектр отражает растительность «холодной» степи позднего неоплейстоцена. На лесотундровый тип растительности с большой долей условности указывает наличие в спектре пыльцы лиственницы и гаплоидной сосны (27 %) с кустарниковыми формами ольхи и березы [Петров, 2013ф].

Возраст условно определяется их стратиграфическим положением, по отношению к плейстоценовым образованиям.

Мощность отложений достигает 10 м.

Пролювий (рН) развит в Верхояно-Чукотской СФцО, слагает отдельные конусы выноса, расположенные в зонах сочленения положительных и отрицательных морфоструктур, либо в притыловых частях речных долин, перекрывает преимущественно образования плейстоцена, реже более древние.

В составе образований преобладают несортированные и слабо сортированные валунники, щебеночники, галечники с валунами, пески грубозернистые с галькой, щебнем и маломощными линзами льда [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Возраст определяется их стратиграфическим положением.

Мощность – до 10 м.

Лимний и палюстрий (l,plH) распространен повсеместно, наиболее широко в Приморской и Магано-Поповской СФцЗ. В составе преобладают глины, суглинки, илестые пески, илы с растительным детритом. Образования выполняют днища термокарстовых котловин «аласов» на поверхности едомы в Яно-Индибирской и Абыйской низменностях, а также едомных образованиях в областях межгорных впадин, реже – на аллювии второй надпойменной террасы [Данилов, 2018ф].

В составе отложений выделяются несколько фаций: в основании термокарстовые осадки – алевриты и песок, выше – озерные отложения, представленные алевритом с торфом, в кровле – собственно «аласные», представленные торфом. В некоторых случаях отложения вмещают клинья льда, которые



в плане образуют полигональную решетку. Помимо описанных выше фаций, в состав подразделения также включены озерно-аллювиальные и озерно-болотные, которые имеют схожий литологический состав и смешанный набор генетических признаков.

Представлены отложения суглинками пылеватыми, часто оторфованными, тонкослоистыми (ленточноподобными) глинами, илистыми песками, илами с линзами и прослоями растительного детрита, реже торфом (в верхах толщи), содержат линзы и клинья конжеляционного льда мощностью до 3–6 м при ширине 0,5–3 м [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Опорный разрез описан на правобережье р. Сакындя в 4 км выше устья [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015] снизу вверх.

1. Суглинки пылеватые буровато-коричневые оторфованные, ленточнослоистые, пятнисто-ожеженные с прослоями глин, илов и многочисленными прослойными включениями слабо разложившегося торфа и растительных остатков .... 0,9 м
2. Торф темно-коричневый с прослоями и линзами алевролитистых глин. Радиоуглеродный возраст  $9470 \pm 150$  лет и  $10\,440 \pm 200$  лет ..... 2,1 м

Мощность отложений в разрезе – 3,0 м. Они залегают линзой в аллювии второй надпойменной террасы.

В правом берегу р. Хрома в нижней части озерно-болотных отложений собраны раковины пресноводных моллюсков, среди которых А. П. Пуминовым определены *Valvata (cincinna) aliena* West., *Sphaerium (Sphaerium) corneum* L., *Plodidium (Euplaldium) amnleum* Muller. Эти формы указывают на вероятность отложения осадков в озере на рубеже позднеэоценового времени и голоцена [ГК R-54-XVII, XVIII, 1979].

В спорово-пыльцевых спектрах нижней части разреза доминируют споры (73,6%), среди которых 82,3% составляют зеленые мхи и 6,2% кочедыжниковые папоротники, единично присутствуют споры сфагновых мхов и сибирского плаунка. В недревесной группе преобладает пыльца полыни (28,9%), осоковых (27,6%) и злаков (16,1%). Встречены единичные зерна пыльцы кустарниковой березки, ольховника, сосновых. Подобные спектры, по заключению А. В. Киселевой, свидетельствуют о сухом и холодном климате завершающего этапа сартанского похолодания. Спорово-пыльцевые спектры верхней части разреза содержат 58–70% пыльцы древесных растений при подчиненной роли пыльцы трав, кустарничков (15–40%) и спор (7–15%). Среди пыльцы древесной группы преобладают высокоствольная береза (57–98%) и ольха (7–43%). Недревесная группа состоит в основном из пыльцы верескоцветных (до 56%) и полыни (до 14,8%), значительная часть (в группе спор от 85 до 100%) приходится на сфагновые мхи. Такие спорово-пыльцевые спектры характеризуют растительные сообщества лесотундры либо разреженных лиственных лесов (учитывая максимальное присутствие пыльцы древовидной березы) начального этапа голоцена, возможно, включая и голоценовый климатический оптимум. Таким образом, спорово-пыльцевые спектры этапа формирования озерно-биогенных отложений свидетельствуют о накоплении осадков в интервале времени от конца позднего неоплейстоцена до голоцена включительно [Данилов, 2018ф].

Отложения содержат богатую диатомовую флору с доминирующими болотными и почвенными видами родов *Eunotia*, *Pinnularia*, *Cymbella*, присутствуют единичные остракоды, остатки дафний, свидетельствующие о формировании толщи в условиях пресного мелководного замкнутого зарастающего водоема, чем, помимо геоморфологического положения, определяется их генезис [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Из отложений получены радиоуглеродные датировки в диапазоне от 11 440 до 700 лет [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Пышко, 2002ф; Петров, 2013ф].

Возраст устанавливается по геоморфологическому положению и радиоуглеродным датировкам.

Мощность озерных и болотных отложений по площади листа составляет от 1,5 до 6 м, максимальная вскрытая – 15 м [Данилов, 2018ф].

С озерными и болотными отложениями на севере Уяндинской впадины связаны месторождения строительных материалов (суглинки кирпичные) [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. К юго-западу от оз. Баки в данных отложениях установлена единичная россыпь олова.

**Мариний (mH)** распространен на шельфе моря Лаптевых, Янского залива и губы Буор-Хая в Лаптевоморской СФцЗ. Голоценовые отложения с размывом или согласно залегают на существенно песчаных плотных осадках позднего неоплейстоцена. В составе преобладают глинистые алевриты, песчаные глины, пески алевритовые, вязкие глины. Характерны включения в виде пятен и примазок черной разложившейся органики, обуславливающей темно-серый цвет осадков. Присутствуют раковины моллюсков, морские черви (полихеты), фораминиферы и диатомеи. Верхний горизонт (0,1–0,5 м) сложен коричневато-рыжеватыми серыми и зеленовато-серыми полужидкими глинами, алевритами и песками, изредка содержащими гравий и гальки.

Возраст устанавливается на основании геоморфологического положения.

Мощность – 3–3,5 м [ГК-1000/3, R-53].

**Ундалювий (mvH)** зон мелководий и ветровых осушек в Лаптевоморской СФцЗ распространен узкой полосой вдоль береговой линии. В зоне активного воздействия водных масс на мелководьях и банках преобладают песчаные осадки, на удалении от береговой линии – алевриты и глинистые алевриты. Участки в зонах выходов коренных пород сложены слабосортированными разнозернистыми песками, часто с галькой и гравием, а в зонах выходов четвертичных отложений – суглинками, реже супесями и мелкозернистыми песками.

Возраст устанавливается по геоморфологическому положению. Мощность – 3 м.

С образованиями связаны месторождение и проявление олова.

**Аллювиомариний** подводной части дельт ( $\alpha_m H$ ) показан в Лаптевоморской СФцЗ вблизи устьев рек. Отложения слагают подводную часть дельт, предположительно, залегают на континентальных отложениях верхнего неоплейстоцена. В их составе преобладают пески, алевриты с линзами песка, илов и глин.

Возраст устанавливается на основании геоморфологического положения.

Предполагаемая мощность – до 10 м.

## Верхнее звено неоплейстоцена – голоцен

Мариний первой и второй морских террас (mllsr-H) фрагментарно развит в районе Селляхской губы. В составе преобладают темно-серые алевриты с растительными остатками. Вблизи останцовых массивов горы Мус-Хая в составе появляются обломки пород.

Образования представлены двумя уровнями морских террас. Первая терраса отделена небольшим уступом от современного пляжа высотой 2–3 м и располагается на уровне высокой поймы. Вторая терраса располагается на высоте 8–10 м, что отвечает гипсометрическому уровню аллювия первой надпойменной террасы и аллювиально-морским образованиям дельт. Возраст устанавливается на основании геоморфологического положения на уровне высокой поймы и первой надпойменной террасы.

Мощность отложений не превышает 15 м.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененный квартал представлен элювием и образованиями склонового ряда (элювий, делювий и десерпций; коллювий, делювий и десерпций; делювий и солифлюксий). Нерасчлененные четвертичные образования распространены в основном в Верхояно-Чукотской СФцО, в Арктической СФцО и Магано-Поповской СФцО, их развитие носит локальный характер и приурочено к останцовым массивам и отдельным поднятиям и выходам дочетвертичных пород.

Делювий и солифлюксий (d,s) – наиболее широко распространенный тип накоплений на пологих (5–10°) нижних участках склонов низкогорий и денудационных равнин, наиболее широко распространен в нижней части склонов крупных долин, образуя делли, солифлюкционные террасы и оплывины на их поверхности, представлен супесями с дрсевой и щебнем. Вещественный состав определяется характером подстилающих пород и меняется от грубообломочного несортированного материала с примесью мелкоземного песчано-глинистого заполнителя до существенно суглинистого и супесчаного с незначительной примесью щебня [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

В спорово-пыльцевых спектрах делювиальных и солифлюкционных отложений древесно-кустарниковая группа составляет (49,7–72%): *Betula* (26,1–48,7%), *Alnaster* (17,9–20,7%), *Alnus* (0,6–1,2%), *Larix* (0,3–1,8%), *Pinus pumila* (0,5–0,6%), *Salix* (0,8–1,2%); травянисто-кустарничковая группа составляет (23,8–42,1%): *Ericales* (12,0–12,4%), *Gramineae* (2,4–9,6%), *Artemisia* (2,0–2,4%), *Cyperaceae* (2,4–19,6%); единичны: *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae*, *Onagraceae*, *Valeriana*, *Ranunculaceae*; группа спор (4,2–8,2%): *Sphagnum* (1,8–4,2%), *Bryales* (1,0–1,2%), *Riccia* (0,6–1,2%), единично встречаются: *Нерпикае*, *Lycopodium*, *Sellaginella sibirica* [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015]. Данные спорово-пыльцевые спектры близки по составу к современным и отражают накопление преимущественно в голоценовое время.

Мощность – от первых метров до 20 м у подножий склонов [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Коллювий, делювий, и десерпций (С) широко распространены в Верхояно-Чукотской СФцО; локально распространены в Яно-Колымской СФцЗ на крутых склонах горы Муксунуоха-Тас. Развита преимущественно в гольцовой зоне на крутых склонах, занимают значительные площади в пределах горной страны, на крутых склонах образуют крупные обвальнo-осыпные шлейфы.

Коллювий и десерпций представлены преимущественно глыбово-щебнистыми и дресвяно-щебнистыми образованиями, состав которых зависит от субстрата, делювий, как правило, представлен обломками не крупнее щебня в супесчаном матриксе.

Мощность достигает 10 м [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Вмещает делювиальные россыпи олова и вольфрама на склонах гор Чурпуння и Одинокая.

Элювий, делювий и десерпций (Е) распространены в Верхояно-Чукотской СФцО, локально развиты на останцовых массивах в Яно-Колымской СФцЗ. Маломощным чехлом покрывают вершины, водоразделы и примыкающие к ним пологие участки склонов, сменяются различными склоновыми образованиями [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Образования представлены глыбами, щебнем, дресвой с супесчаным заполнителем, причем для делювиальных образований, как правило, характерна гранулометрическая дифференциация обломков по вертикали, а десерпций характеризуется слабой сортировкой. Характер обломочного материала и мощность во многом определяется составом подстилающих пород и возрастает от вершин к подножью склонов.

Мощность – от 2 м в области развития элювиальных образований, до 10 м в области развития делювия [Данилов, 2018ф].

С данными отложениями связана элювиальная россыпь олова на выровненной поверхности горы Чурпуння.

Элювий (е) развит преимущественно в Верхояно-Чукотской СФцО и локально распространен в Арктической и Магано-Поповской СФцО, где связан с выходами интрузивных массивов. В составе преобладают глыбы, отломы, щебни с дресвой в супесчаном заполнителе, реже супеси и алевриты. Элювий тонким чехлом перекрывает коренные выходы на плоских вершинах и пологих водоразделах, имеет постепенные переходы к различным склоновым образованиям.

Состав образований прямо связан с субстратом. В области развития терригенных пород элювий представлен дресвяно-щебнистыми, реже глыбово-щебнистыми развалами с супесчаным, суглинистым заполнителем, реже супесями и алевритами, на интрузивных телах и древних кристаллических породах представлен крупноглыбовыми, глыбово-щебнистыми развалами с супесчаным, реже дресвяно-песчаным заполнителем.

Мощность не превышает 3 м.

---

## ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределы листа R-54 входят мелководные восточная часть Янского залива, Селляхская губа и южная часть моря Лаптевых. Акватория занимает 12,75 % площади листа. Рельеф дна акватории выровненный, сглаженный, максимальная глубина 12 м у северной рамки листа. От берега идет очень пологое погружение, дно имеет отдельные впадины только у рамки листа.

На территории листа R-54 опробование морского дна не проводилось. Литологическая карта поверхности морского дна акватории листа R-54 построена по данным гранулометрического анализа проб, расположенных на смежных листах S-54 и R-53 [ГК S-53,54, 2016; R-53, 2020; Семенов, 1967ф].

В направлении движения вод преобладает выносное движение к северу опресненных более теплых вод от берегов Янского залива и Селляхской губы, в результате сформирована песчаная отмель к северу от Шелонских островов и к северо-востоку от о. Макар.

Современные терригенные отложения акватории представлены обводненными неуплотненными осадками с редкими включениями ракушечного детрита. Донно-каменный материал представлен единичными находками гравия и гальки. Цвет осадков преимущественно серый, иногда с зеленоватым или коричневатым оттенками. Более крупнозернистые разности более светлые, тонкозернистые – темные.

Органическое вещество (ОВ) присутствует в виде черных пятен, полос и прослоев во всех разностях осадков. Основная масса органического вещества связана с органическим углеродом, содержание фосфора и азота незначительно [Семенов и др., 1967ф]. Концентрация его на прилегающей с севера акватории составляет в среднем 1,05 % [ГК S-53,54, 2016]. В целом осадки там содержат мало ОВ, некоторое увеличение его содержания (до 1,67 %) наблюдается в наиболее пониженных участках.

На пологих участках дна в прибрежной полосе на глубинах, не превышающих 10 м, возможно наличие многолетней мерзлоты [Семенов и др., 1967ф].

На участках внешнего шельфа и в приустьевых частях рек ведущими являются процессы устойчивой аккумуляции [Яшин, 2000]. Источниками поступления терригенного материала в акваторию являются речной сток, волновая абразия и термоабразия берегов, эоловый снос, ледовый разнос и размыв донных отложений течениями. Наличие почти круглогодичного ледового покрова, который гасит деятельность волн, заметно снижает влияние волнового воздействия на береговые образования, а также на дно и подавляет процессы механической дифференциации вещества. По этой же причине

оловый снос и ледовый разнос не играют особой роли в поставке осадочного материала.

Берега Янского залива и Селляхской губы аккумулятивные, созданы устьевыми процессами рек. Широкое развитие рыхлых четвертичных отложений на побережье, представленных в основном песчаными и алеврито-песчаными разностями, дают много продуктов разрушения, что определяет ход осадкообразования в прибрежной зоне. Строение берегов, сложенных преимущественно рыхлыми четвертичными отложениями, приводит к отсутствию в прибрежных зонах гравийно-галечных осадков.

Поставщиками осадочного материала в акваторию являются реки. Речным стоком в акваторию выносятся в основном тонкодисперсный материал, более крупные частицы оседают в приустьевой части рек. Часть этого материала переносится вдольбереговыми потоками.

### **Интерпретация данных гранулометрического анализа**

Донные осадки акватории имеют преимущественно терригенный состав. Наиболее информативным признаком осадка для определения условий осадконакопления является гранулометрический состав.

*Песок.* Максимальные концентрации песчаных частиц в осадках (содержание песка 73–84 %) отмечаются в районах поступления осадочного материала в бассейн, в прибрежных мелководных зонах.

*Алеврит.* По площади распространены осадки с содержанием алевритовой фракции от 16 до 59 %. Крупно- и мелкозернистые алевриты распределены неравномерно, в части проб преобладают первые, в другой – вторые.

*Пелит.* Максимальные содержания пелита не превышают 25 %. Близ областей питания моря осадочным материалом содержание пелитовой фракции не превышает 7–9 %. На акватории преобладают осадки крупнопелитовой размерности (0,01–0,005 мм).

### **Гранулометрические типы осадков**

Гранулометрический состав является основным классификационным признаком современных донных отложений. Для характеристики гранулометрического состава морских осадков применялась системная десятичная метрическая классификация, в соответствии с которой на литологической карте поверхности морского дна выделены осадки трех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные и микститы [Методическое руководство ... , 2017].

**Моногранулярные осадки**, сложенные на 75 % и более одной доминирующей фракцией, занимают 23 % площади акватории и представлены песками.

*Моногранулярные пески* (П) развиты в прибрежных зонах. Содержание песчаной фракции в осадках составляет 73–84 %, в качестве примеси присутствуют алеврит 12–16 % и пелит не более 10 %. Прибрежные пески практически не содержат галечно-гравийного материала, что обусловлено широким развитием на побережье рыхлых четвертичных отложений, содержащих незначительное количество грубого материала. Песчаные осадки характеризуются относительно хорошей сортировкой, они хорошо промыты, содержание

мелких зерен незначительно. Местами в песках присутствует незначительная примесь ракушек и ракушечного детрита (менее 10 %).

**Бигранулярные осадки** сложены преобладающей (50–75 %) и дополняющей (25–50 %) размерными группами фракций. Эти отложения занимают 41 % площади акватории и представлены алевритовыми песками.

*Алевритовые пески* (АП) располагаются вслед за зоной распространения песков, являясь переходным типом осадков между крупно- и мелкозернистыми. Гипсометрически выше алевритовых песков располагаются моногранулярные пески, а глубже – песчаные микститы. Содержание песчаной фракции в алевритовых песках изменяется от 48 до 70 %, алеврита – от 24 до 44 %, примесь пелита – до 7 %.

Алевритовые пески формируются в условиях нестабильной, преимущественно слабой гидродинамики с преобладанием процессов аккумуляции.

**Микститы** состоят из трех фракционных групп, относятся к смешанным осадкам и содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50 % и сопутствующие фракции от 10 до 25 %. Микститы распространены только в северо-западном углу площади листа, занимают 36 % площади акватории листа и представлены алеврито-пелито-песчаными (АПлП) осадками.

*Алеврито-пелито-песчаные (АПлП)* осадки содержат 42–67 % песчаной фракции, 21–33 % пелитовой, 10–25 % алевритовой, местами – примесь галечно-гравийного материала – до 14 %.

### **Вещественно-генетические типы**

Донные осадки акватории Янского залива, Селляхской губы и южной части моря Лаптевых имеют терригенный состав. Основным источником обломочного материала является твердый сток рек. При этом значительная часть терригенных частиц первоначально оседает в губах, заливах или вблизи берегов. Попав в зону волнения и течений, терригенный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с крупностью частиц и в зависимости от морфологии дна. Перенос материала осуществляется путем волочения по дну, потоками или волнением (сальтацией) и во взвеси. Первый способ характерен для песчаных частиц, второй – для мелкопесчаных и алевритовых, третий – для пелитовых [Романовский, 1988].

### **Минеральный состав донных отложений**

Во всех гранулометрических типах осадков наиболее разнообразной по минеральному составу является крупноалевритовая фракция, поэтому при изучении минералогического состава осадков данной фракции было уделено основное внимание [Семенов и др., 1967ф].

Основной массой песчано-алевритового материала во всех типах донных отложений акватории моря Лаптевых являются минералы легкой фракции. Содержание легкой фракции составляет 95–99 %, лишь на отдельных прибрежных участках уменьшается до 85–90 %. Преобладающими минералами легкой фракции являются кварц и полевые шпаты, в резко подчиненном количестве присутствуют слюдястые минералы и обломки пород, в виде

единичных зерен встречаются кальцит, цеолиты, лептохлориты, глауконит и вулканическое стекло. Содержание кварца колеблется от 30 до 40 %. Содержание полевых шпатов – 30–50 %. Преобладают калиевые полевые шпаты, меньше кислых плагиоклазов, средние и основные плагиоклазы в подчиненном количестве.

Выход тяжелой фракции крупноалевритовой части осадков – 2,6–5,7 %.

В тяжелой фракции крупноалевритовой части осадков преобладают черные рудные минералы (15,9–25,5 %), амфиболы с преобладанием обыкновенной роговой обманки (15,5–17,8 %), минералы группы эпидота–цоизита (11,1–14,3 %), пироксены (6,4–16,0 %), в подчиненном количестве присутствуют циркон (4,9–8,3 %), апатит (2,8–5,8 %), гранат (3,7–8,5 %), сфен (2,5–3,9 %) и другие титанистые минералы (3,5–14,9 %), лейкоксен (1,8–4,7 %), турмалин (0,9–2,0 %), гидроокислы железа (1,1–2,8 %). Минералы группы шпинели, биотит, хлорит, анкерит, пирит, барит присутствуют в незначительном количестве не во всех пробах. В отдельных пробах в долях процента встречаются ставролит, кианит, силлиманит, оливин, ортит, барит.

В тяжелой фракции песчаной части осадков преобладают гранат (40,9 %) и черные рудные минералы (38,8 %) – ильменит (преобладает) и магнетит. В подчиненном количестве присутствуют обыкновенная роговая обманка (6,41 %), минералы группы эпидота–цоизита (4,81 %), циркон (3,64 %), дистен (2,0 %), сфен и рутил (в сумме 3,27 %) и лейкоксен (0,18 %).

*Черные рудные* минералы представлены магнетитом, реже ильменитом, лишь в пробе песчаной фракции вблизи береговой линии преобладает ильменит. Зерна их неправильной формы, угловато-окатанные или хорошоокатанные. Цвет в проходящем свете черный, в отраженном – серый, с сильным металлическим блеском.

*Минералы группы эпидота–цоизита.* Среди минералов этой группы преобладает эпидот, в подчиненном количестве присутствует цоизит. Эпидот желто-зеленый, серый, иногда бесцветный, зерна изометричные угловато-окатанные, реже призматические, свежие. Зерна цоизита прямоугольные, вытянутые, свежие, без следов окатанности, серые, зеленые или бесцветные.

**В группе амфиболов** *обыкновенная роговая обманка* присутствует в виде угловато-окатанных и угловатых зерен. Цвет минералов зеленый, реже бурый. *Актинолит* и *тремолит* представлены ярко-зелеными призматическими зернами.

*Моноклинный пироксен* представлен неправильной формы угловато-окатанными зернами светло-бурого, зеленовато-бурого, светло-зеленого, серого цветов. Относится к группе авгита, реже к группе диопсида. *Эгирин* присутствует в виде единичных призматических зерен, иногда полуокатанных, ярко-зеленого цвета, в основном чистых от включений.

*Ромбический пироксен* присутствует в виде призматических, реже угловато-окатанных зерен зеленовато-бурого цвета. Зерна свежие, чистые, реже выветрелые.

*Циркон* представлен призматическими окатанными кристаллами или их обломками. Зерна бесцветные, розовые, реже желтые, большей частью свежие.

*Апатит* присутствует в виде угловатых, угловато-окатанных, окатанных зерен, бесцветных, иногда замутненных мельчайшими рудными включениями.



*Гранат* присутствует в виде угловатых, угловато-окатанных и окатанных зерен. Цвет их часто желтый, желтовато-бурый, реже розовато-бурый, красновато-бурый, оливково-зеленый.

Среди **титанистых минералов** преобладает *сфен*. Зерна *сфена* бесцветные, бурые, иногда розовые и зеленые, хорошоокатанные, преимущественно свежие. Зерна *рутила* длиннопризматические угловато-окатанные, темно-красного, желтого и буровато-желтого цветов. *Брукит* имеет призматическую и таблитчатую форму зерен, желто-бурый и красно-бурый цвета. Зерна *анатаза* призматические и таблитчатые угловато-окатанные, желтовато-бурого, бежевого и коричневого цветов. *Трудноопределимые титанистые минералы* слабо просвечиваются или совсем не просвечиваются из-за механических загрязнений или агрегатного строения. Их зерна угловато-окатанные и окатанные.

*Лейкоксен* развивается по ильмениту и по прозрачным титанистым минералам (*сфен*, *рутил*, *брукит*, *анатаз*).

Обломки пород – к ним отнесены сильно выветрелые и окатанные агрегатные зерна.

Минеральный состав тонкодисперсной (менее 0,001 мм) фракции осадков, преимущественно гидрослюдистый. Почти повсеместно встречаются зерна каолинита шестиугольной формы со сглаженными углами, иногда округлые, что является результатом транспортировки.

По данным минерального состава тяжелой фракции акватория листа R-54 относится к эпидотово-амфиболовой терригенно-минералогической провинции, занимающей восточную часть моря Лаптевых [Семенов и др., 1967ф] или к амфибол-эпидот-чернорудной с титанистыми минералами, выделенной на мелководном шельфе [ГК S-53,54, 2016]. Минералогический состав тяжелой фракции провинций характеризуется определенным соотношением основных групп минералов. В эпидот-амфиболовой терригенно-минералогической провинции преобладают амфиболы – 14–40%, среднее – 24,9%. Непременным компонентом осадков является эпидот, содержание которого 6–26%, среднее – 14% (для листа R-53 содержание от 11,1 до 23,4%, среднее – 14,7%). Характерно высокое содержание черных рудных минералов; содержание их для провинции – 8–54%, среднее – 18,5% (для листа R-53 содержание от 15,9 до 38,8%, среднее – 23,2%). Но высокие концентрации черных рудных имеют место на ограниченных площадях дна провинции, которые выделяются в рудную подпровинцию, расположенную в виде узкой полосы вдоль побережья. Таким образом, акватория листа R-53 относится к чернорудной подпровинции эпидотово-амфиболовой терригенно-минералогической провинции.

Заканчивая обзор донных отложений, следует отметить сложную картину распространения типов отложений. На процессы современного осадконакопления в акватории влияние оказывает речной сток рек. Строение берегов, сложенных преимущественно рыхлыми четвертичными отложениями, приводит к отсутствию в прибрежных зонах гравийно-галечниковых осадков. Хотя море Лаптевых является одним из самых ледовитых морей, в осадках практически отсутствует крупнообломочный материал ледового разноса. Причина этому – отсутствие крупнообломочного материала в припайной зоне. Наличие многомесячного ледового покрова позволяет тонкозернистому материалу осаждаться на незначительных глубинах.

---

## МАГМАТИЗМ

На рассматриваемой территории магматизм проявлен очень широко. Развитие магматизма по времени образования можно разбить на вендский, каменноугольно-пермский, ранне-среднеюрский, позднеюрско-раннемеловой, раннемеловые берриас-барремский, баррем-апский и альбский этапы, для каждого из которых предусмотрено свое районирование.

Расположение массивов приведено на рис. 32.

### ВЕНДСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Образования распространены в юго-восточной части территории листа в пределах Уяндинской СФЗ, входящей в состав Алазейской СФО, и представлены протрузивными образованиями офиолитовой ассоциации калгынского комплекса ранневендского возраста (рис. 33.).

**Калгынский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый** ( $\nu\sigma, \alpha\nu V_1k$ ) объединяет образования офиолитовой ассоциации – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, амфиболитизированные габбро, габброамфиболиты, амфиболиты и metabазальты, фрагментарно развитые в тектонических блоках в бассейне р. Уяндина, на отрезке от устья р. Хапгын (Калгын) до устья р. Талынды и в бассейне правых притоков верховьев р. Жёлтая.

Мафиты и ультрамафиты комплекса обнажаются в виде тектонических пластин по краям тектонического покрова пород уяндинского метаморфического комплекса и в его тектонических окнах.

Входящие в его состав основные и ультраосновные породы аллохтонно залегают на нижнепалеозойских терригенно-карбонатных образованиях, метаморфизованных в зеленосланцевой фации и перекрываются крупным тектоническим покровом пород уяндинского метаморфического комплекса позднедевонско-среднекаменноугольного возраста. Образования комплекса отделены от палеозойских терригенно-карбонатных образований мощной зоной полимиктового тектонического меланжа.

*Серпентинизированные дуниты и гарцбургиты* ( $\nu\sigma V_1k$ ) слагают пластинообразные тела протяженностью от 2–3 до 9–10 км при ширине до 2,5–3 км.

Ультрамафиты представляют собой черные с зеленоватым оттенком, массивные, мелко- и среднезернистые породы, состоящие из оливина и пироксенов, практически нацело замещенных серпентином (антигоритом) с петельчатой, волокнисто-решетчатой и листовато-волокнистой структурой и содер-

жащие в различных количествах магнетит, карбонат, хлорит, тальк, актинолит и эпидот. По нормативному минеральному составу ультрамафиты соответствуют гарцбургитам, реже дунитам, лерцолитам и верлитам с содержаниями ортопироксена 5–35 %, оливина 95–65 %, клинопироксена 0–7 % и незначительным количеством плагиоклаза 0–6 %. В центральной части тел в породах присутствуют реликты бронзита, авгита, оливина, иногда хромита, а также заметна реликтовая линзовидная полосчатость, прерывистая полосчатость [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020]. Мощность отдельных полос варьирует от первых сантиметров до десятков сантиметров. Полосчатость иногда изогнута в сжатые до изоклинальной складки. Среди основной массы, сложенной петельчатым серпентином, наблюдаются разобщенные фрагменты зерен оливина, ортопироксена, гораздо реже клинопироксена и хромита. По химическому составу оливины характеризуются низкой железистостью  $F = (6,5-10,2)$  с увеличением ее в разностях, отобранных в краевых частях пластин. По химизму оливины отвечают форстеритам [Оксман, 2000]. Низкая железистость и деформационные структуры оливинов свидетельствуют о деформации и перекристаллизации в высокотемпературных условиях [Гончаренко, 1989; Колман, 1979].

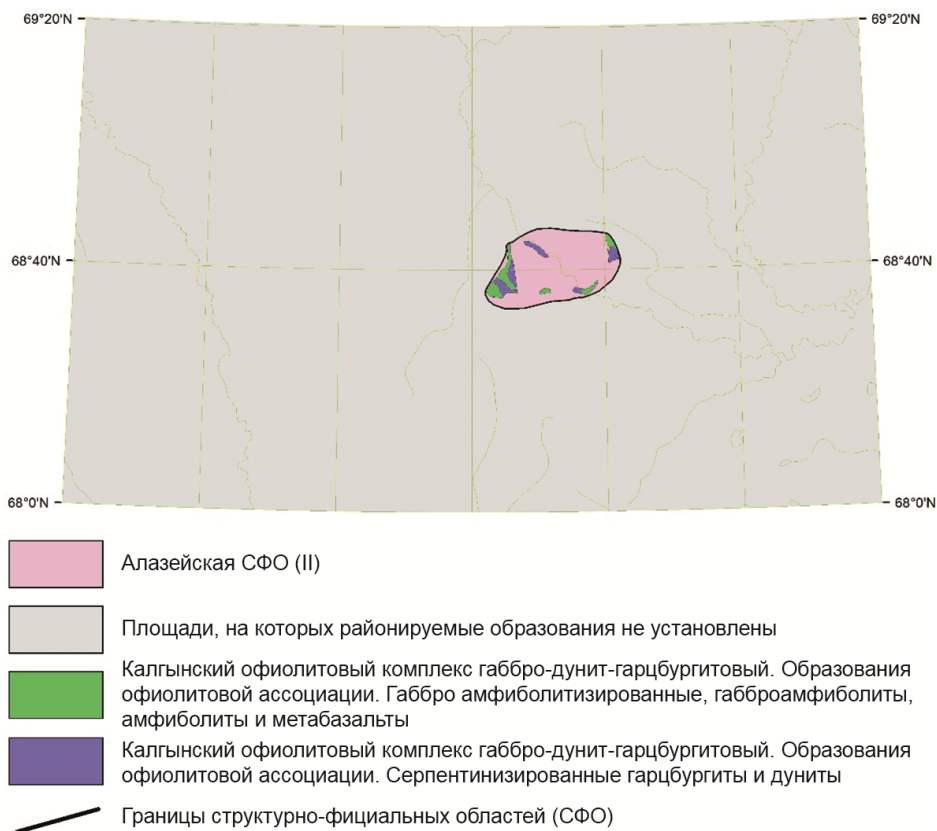
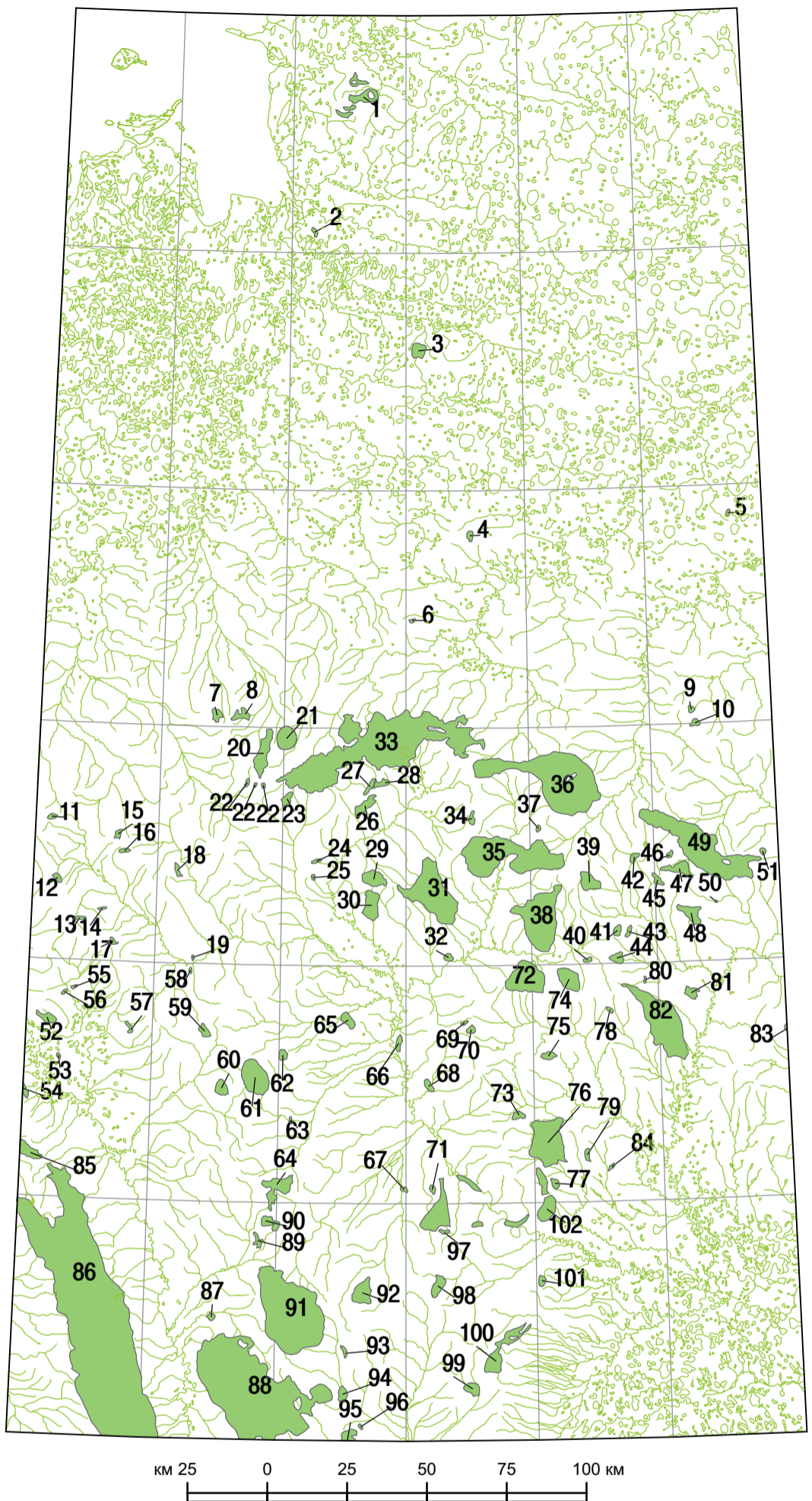


Рис. 33. Схема размещения вендских магматических образований.

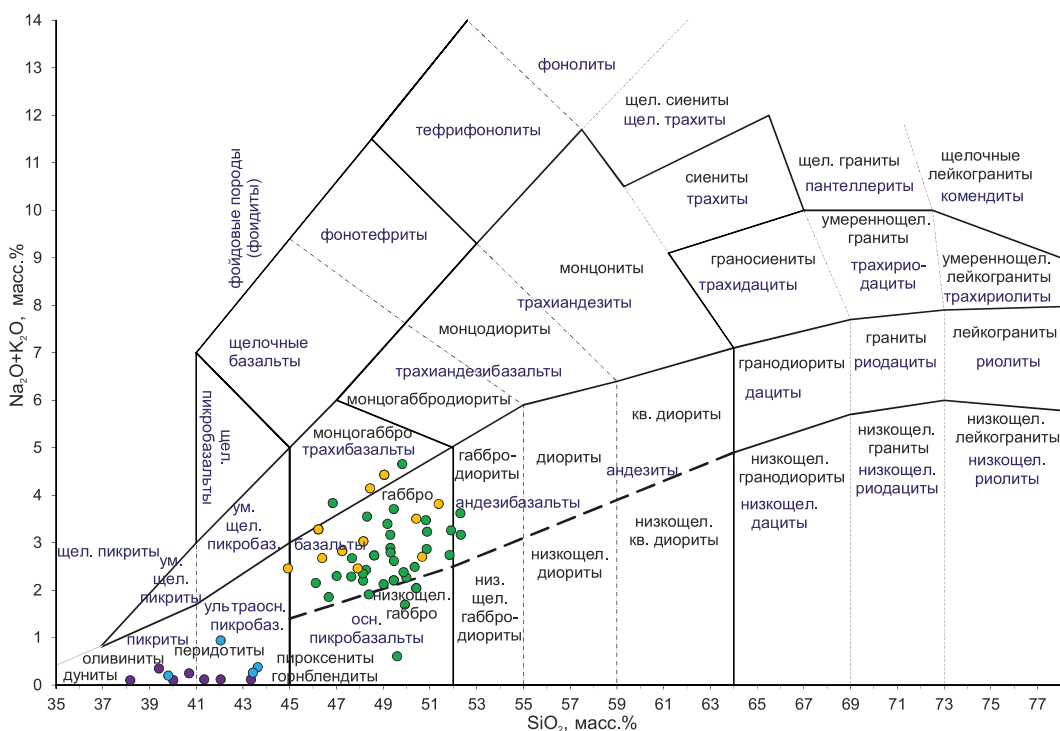


**Рис. 32. Схема расположения массивов.**

Номера массивов и их названия: 1 – Муксунуоха-Тас, 2 – Зимовье-Хайский, 3 – Хамнаньинский, 4 – Ньюлкучанский, 5 – Джарамай-Сисе, 6 – Чохчурский, 7 – Укачилканский, 8 – Нономбинский, 9 – Кетяхский, 10 – Седахский, 11 – Явтахский, 12 – Учугунский, 13 – Ноночанский, 14 – Чапальский, 15 – Светлый, 16 – Иргычанский, 17 – Гирибдичанский, 18 – Эркичанский, 19 – Тумус-Хайнский, 20 – Учуганский, 21 – Кадарский палеовулкан, 22 – Кустовская группа штоков, 23 – Куранахский, 24 – Центральный, 25 – Южный, 26 – Антыгский, 27 – Верхнетенкелийский, 28 – Дэлбиргэлэхский, 29 – Талахтахский, 30 – Дьбалайский, 31 – Арга-Эмнекенский, 32 – Кыпчынский, 33 – Бакынский массив, 34 – Сонтойонский, 35 – Омчикандинский, 36 – Куранахский (Ньюлку), 37 – Одинокий, 38 – Илин-Эмнекенский, 39 – Нонгонджинский, 40 – Арангастахский, 41 – Бунганджинский, 42 – Верхне-Тиглячанский, 43 – Дулгалах-Чуочурский, 44 – Талахтахский (Кююбятский), 45 – Истахский, 46 – Крест-Тасский, 47 – Верхне-Эликчанский, 48 – Сыттахский, 49 – Эликчанский, 50 – Хачьмарский, 51 – Хангас-Тумусский, 52 – Кигиляхский, 53 – Тюкюрский, 54 – Эбенский, 55 – Озерный, 56 – Озерный, 57 – Тасапский, 58 – Мирнинский, 59 – Тельбукский, 60 – Коханахский, 61 – Такалканский, 62 – Кинели-Тасский, 63 – Нижне-Такалканский, 64 – Чукский, 65 – Хебгырчанский, 66 – Уяндинский, 67 – Тарын-Юряхский, 68 – Болбукталахский, 69 – М. Джахтардах, 70 – Б. Джахтардах, 71 – Калгынский массив, 72 – Буор-Юряхский, 73 – Мокринский, 74 – Холодный, 75 – Хара-Сисский, 76 – Мокринский, 77 – Ниргизьский, 78 – Нонусайский, 79 – Анхайдахский, 80 – Кюрюеляхский, 81 – Хатыннахский, 82 – Махастырский (Куобахский), 83 – Горбатый, 84 – Бурханский, 85 – Буркатский, 86 – Хадараньинский, 87 – Лево-Чибагалахский шток, 88 – Сыачанский (Сечано-Иолтакский), 89 – Джеп-тогунская группа штоков, 90 – Дзябдыгинский, 91 – Саханьинский, 92 – Кутурукский, 93 – Тавучахский, 94 – Моголохский, 95 – Иолтакский, 96 – Омчик, 97 – Тирехтяхский, 98 – Томмотский, 99 – Еленняхский, 100 – Салтага-Тасский, 101 – Санга-Сэнский, 102 – Южно-Ниргизьский.

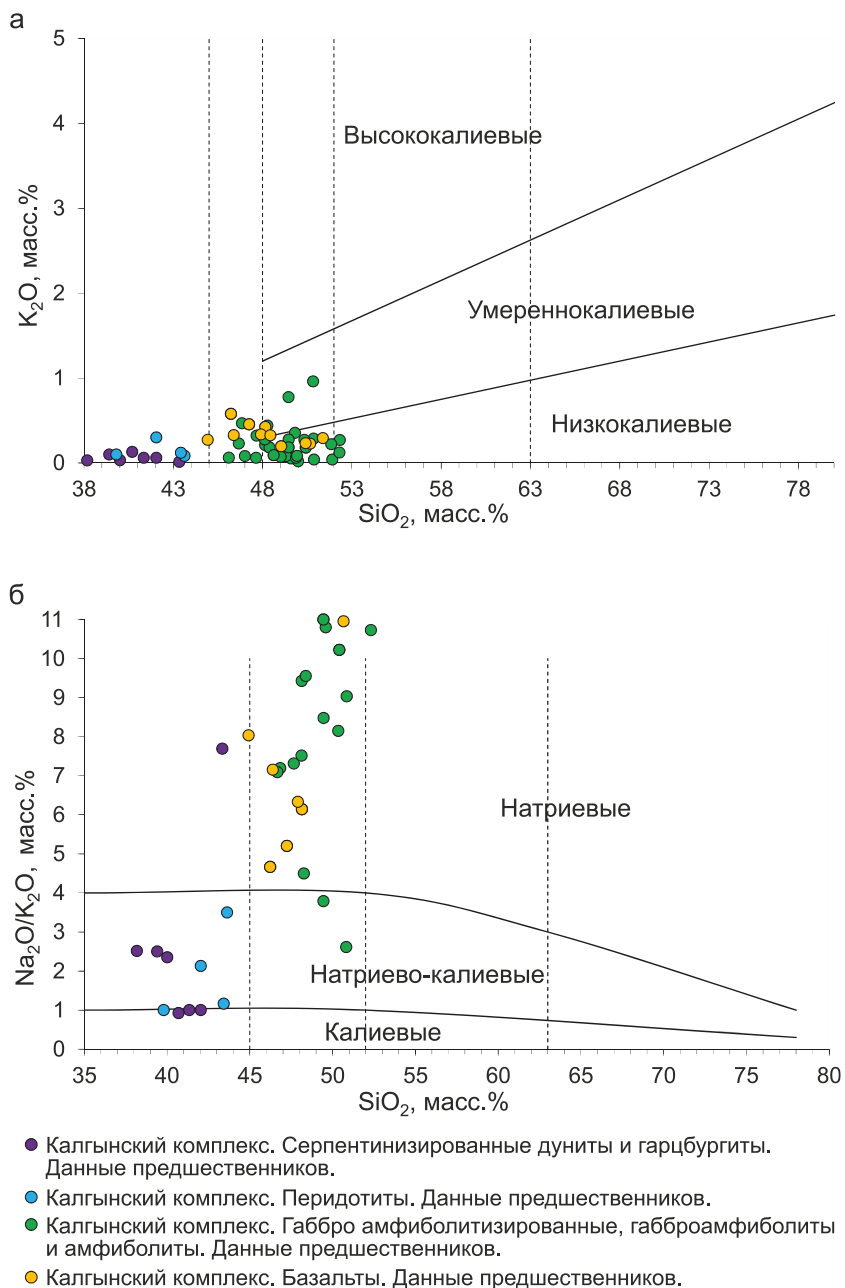
Акцессорные минералы представлены хромсодержащим титаномagnetитом, пиропом и хлорapatитом. Оливин по составу отвечает хризолиту или низкожелезистому форстериту, а для пироксенов характерны пониженные содержания хрома и повышенная железистость [Трунилина и др., 1996; Трунилина и др., 1999; Покровский, 1968ф].

По химическому составу породы на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля оливинитов, дунитов и перидотитов (рис. 34). Породы относятся к натриево-калиевым (рис. 35), крайне низкоглиноземистые (коэффициент глиноземистости  $al'$  от 0,04 до 0,37). Коэффициент магнезиальности  $Mg\# = 0,85–0,96$ . Коэффициент фракционирования  $Kф = 7,5–25,6$ . Степень окисленности железа для дунитов и оливинитов  $F = 0,2–0,3$ , для серпентинитов  $F = 0,5–0,8$ . Ультрамафиты с содержаниями  $MgO$  от 30,9 до 47,5 %,  $TiO_2 – 0,005–0,07$  % для дунитов и оливинитов, а  $TiO_2 – 1,5–1,7$  % для серпентинитов,  $K_2O < 0,2$  % и общей щелочностью, как правило, не превышающей 0,35–0,36 % (табл. 1 в DB\DOPM\Магматизм).



**Рис. 34. Диаграмма щелочности–кремнекислотности для магматических и метаморфических образований калгынского комплекса [Петрографический кодекс, 2008].**

Данные взяты из табл. 1 в DB\DOPM\Магматизм.



**Рис. 35. Диаграммы для магматических и метаморфических образований калгынского комплекса.**

*а* – диаграмма разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства; *б* – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008]. Данные взяты из табл. 1 в ДВ\ДОРМ\Магматизм.

Общая магнезиальность серпентинитов коррелируется с магнезиальностью оливинов (0,86–0,89). На диаграммах AFM и  $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$  ультрамафиты занимают компактные поля в области метаморфических перидотитов и ультраосновных кумулятов [Колман, 1979]. Их составы показывают дифференциацию в сторону равного обогащения глиноземом и кальцием, с одной стороны, и увеличением железистости при постоянном или незначительном увеличении содержания щелочей (рис. 36, 37).

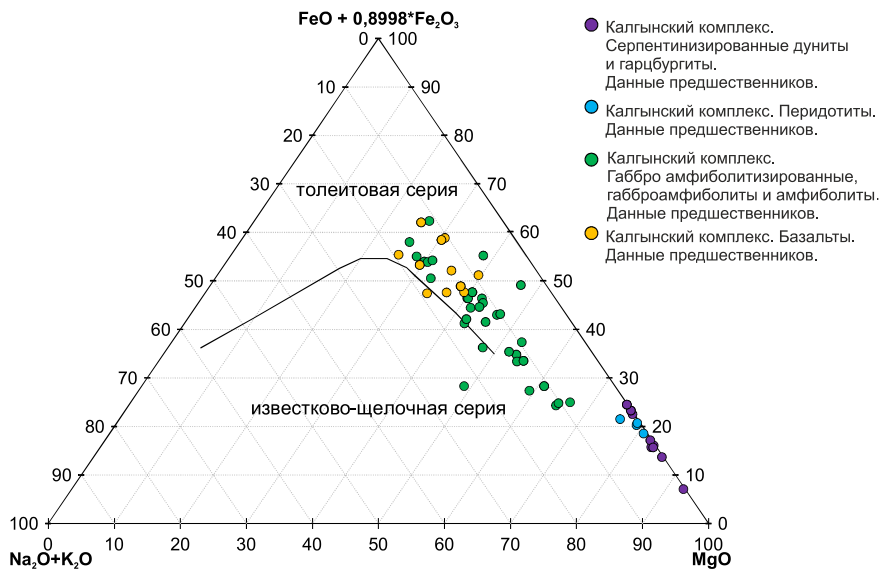
На диаграмме редкоземельных элементов спектр распределения оливинитов имеет положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $\text{La/Yb} = 7,69$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $\text{La/Sm} = 4,44$ ;  $\text{Gd/Yb} = 1,92$ ). Породы очень сильно деплетированы РЗЭ  $\Sigma\text{REE} = 1,5 \text{ ppm}$  (рис. 38, а). На мультиэлементной диаграмме (рис. 38, б) породы комплекса имеют распределение элементов с отрицательными аномалиями по Nb, также наблюдаются положительные аномалии по R, V и Sr.

Ультрамафиты содержат много хрома и никеля, незначительное количество ванадия, скандия и кобальта. По содержанию этих элементов они соответствуют альпинотипным гипербазитам [Малпас, Стивенс, 1977]. Таким образом, среди ультрамафитов можно предполагать присутствие как метаморфических перидотитов, так и ультраосновных кумулятов. Однако из-за высокой степени серпентинизации разделить их не представляется возможным.

В тектонических зонах породы рассланцованы и преобразованы в хлорит-серпентиновые, тальк-хлорит-серпентиновые, тальк-карбонат-актинолит-серпентиновые и тальк-хлоритовые сланцы, с которыми ассоциируют родингиты и линзы хризотил-асбеста [Вишневецкая и др., 1997ф].

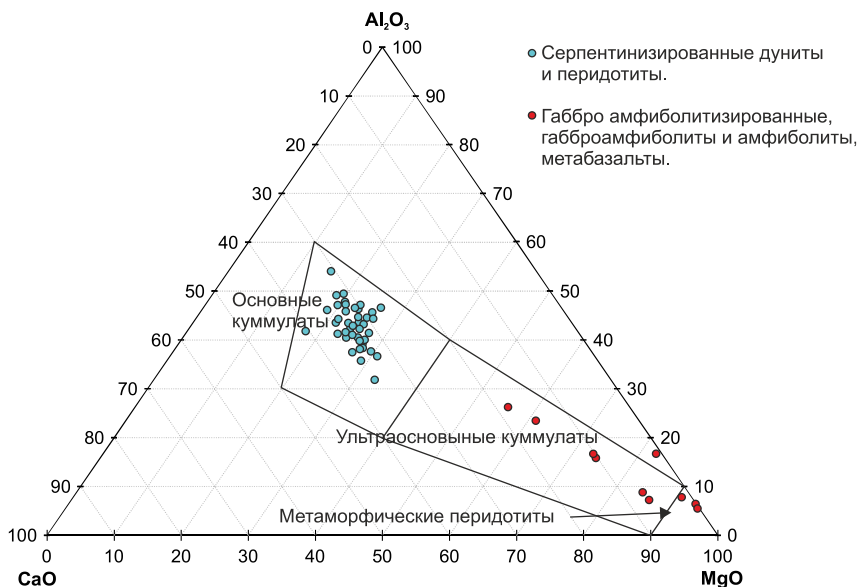
*Габбро амфиболизированные, габброамфиболиты и амфиболиты (aVvk)* образуют пластинообразные тела протяженностью до 10 км и шириной до 3,5–4 км, тектонически подстилающие и перекрывающие тела ультрамафитов [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020], также имеют тектонические контакты с нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными образованиями.

Мафиты расположены в подошвах пластин и интенсивно рассланцованы и метаморфизованы. Отмечается отчетливо проявленная тонкая метаморфическая полосчатость, выраженная скоплениями сине-зеленой актинолитовой роговой обманки, хлорита и линзовидными обособлениями плагиоклаз-клиноцоизитовых агрегатов в слоях мощностью 0,5–2 см. В габброамфиболитах встречаются линзообразные тела серпентинизированных ультрамафитов, образуя с ними расслоенный комплекс [Оксман, 1999ф]. Структуры габброамфиболитов закономерно связаны с зонами надвигов и пологих срывов. Наиболее тонкозернистые и сланцеватые породы характерны для зон надвигов; с удалением от плоскости срыва габброамфиболиты приобретают более крупнозернистую структуру. В центральных частях тел амфиболитов наблюдаются участки с реликтами первичной магматических структур и следами первичной расслоенности, выраженной чередованием меланократовых и лейкократовых разновидностей пород. Вдоль контакта с палеозойскими отложениями в зоне дробления шириной до 300–400 м в породах комплекса встречаются тектонические блоки катаклазированных и мраморизованных карбонатных пород ордовикского возраста [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].



**Рис. 36. Тройная диаграмма AFM в весовых процентах с нанесенной линией Ирвинга [Irvine and Baragar, 1971] для магматических и метаморфических образований калгынского комплекса.**

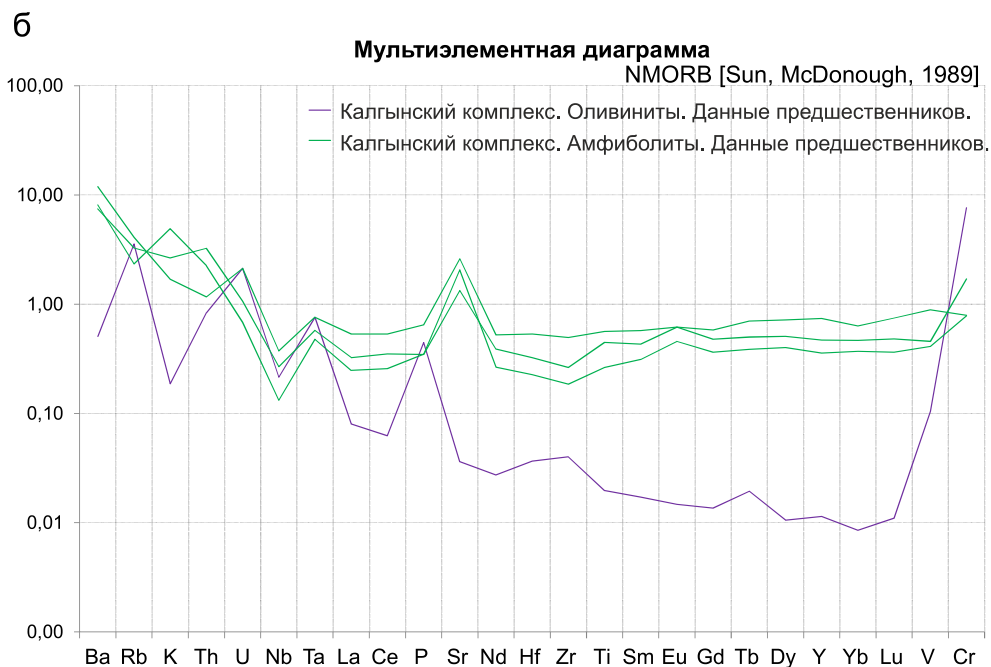
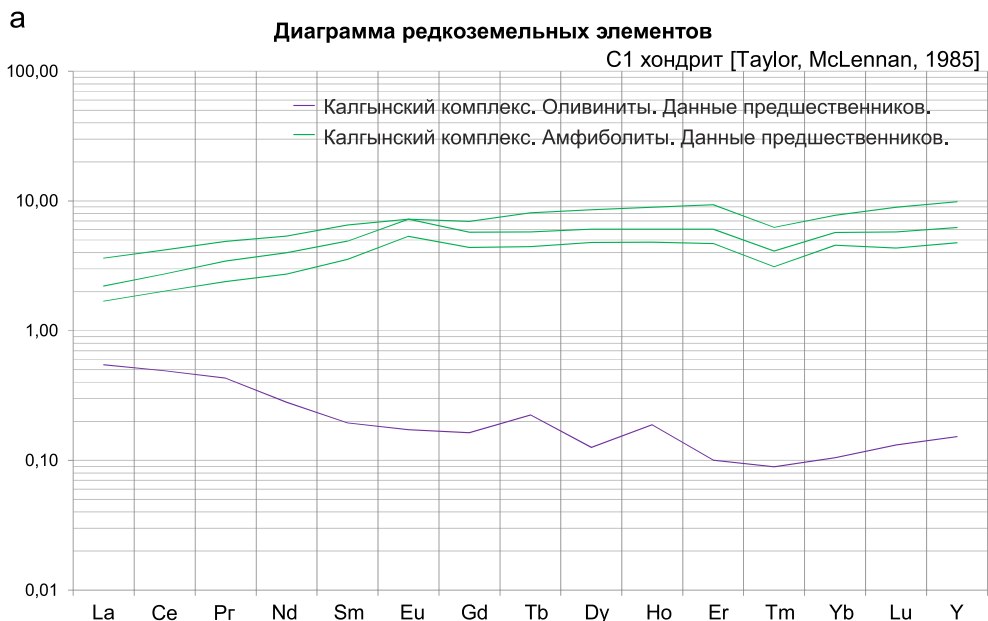
Данные взяты из табл. 1 в DB\DOPM\Магматизм.



**Рис. 37. Треугольная диаграмма  $\text{MgO}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3$  для основных и ультраосновных образований калгынского комплекса [Колман, 1979].**

Данные взяты из табл. 1 в DB\DOPM\Магматизм.





**Рис. 38. Диаграммы для магматических образований калгынского комплекса:**

*а* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на NMORB [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 1 в DB\ДОПМ\Магматизм.

Габбро амфиболизированные и габброамфиболиты – темно-зеленые, темно-серые массивные породы с гранонематобластовой, бластоофитовой и реликтовой габбровой структурами. Они состоят из буро- или синевато-зеленой обыкновенной роговой обманки (45–55 %) и содержат реликты моноклинного пироксена (10–15 %) и основного плагиоклаза  $An_{69-79}$  (30–35 %). В амфиболизированных габбро отмечаются реликтовая габбро-офитовая, и новообразованные grano-, нематобластовые структуры [Оксман, 1999ф]. Амфиболы из габброамфиболитов и амфиболизированного габбро представляют собой актинолиты, актинолитовые роговые обманки и роговые обманки. Наиболее меланократовые разности сложены моноклинным пироксеном и в незначительных количествах (от 1–2 до 10 %) содержат основной плагиоклаз  $An_{70}$ , оливин и роговую обманку. Плагиоклаз часто деанортитизирован и альбитизирован. По химическому составу пироксен отвечает субкальциевому авгиту, характерному для габброидов офиолитовых комплексов [Трунилина, 1999; Трунилина, 1996ф].

Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном и реликтовым гранатом пироп-альмандинового ряда, вторичные – цоизитом, актинолитом, хлоритом, эпидотом, реже биотитом [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Хлориты кумулятивного габбро, по классификации М. Хей [Heу, 1954] относятся к рипидолитам, что может указывать на высокие температуры их кристаллизации.

В основных породах комплекса установлены три стадии метаморфических преобразований [Тектоника ... , 2001; Оксман, 1999ф]. Первая, наиболее ранняя, восстановлена по составам реликтовых роговых обманок и отвечает среднетемпературным (более 450 °С) и низкобарическим (около 2 кбар) условиям эпидот-амфиболитовой фации, характерным для океанической обстановки. Вторая стадия отмечается в габброамфиболитах кумулятивного комплекса и отражена в составе амфиболов и эпидотов и соответствует среднетемпературным (450–550 °С) и среднебарическим (4–6 кбар) условиям той же фации. Этот этап связан с надвиговыми дислокациями и образованием разномасштабных лежащих складок, субпараллельно осевым плоскостям которых развивается кренуляция, бластомилонитовая и транспозиционная метаморфическая полосчатость. Третья стадия, проявленная вдоль зон разрывных нарушений, выражена в породах появлением актинолита, хлорита и альбита и отвечает низкотемпературным (300–450 °С) и низкобарическим (<2 кбар) условиям зеленосланцевой фации метаморфизма. Вдоль этих зон породы рассланцованы и преобразованы в кварц- и плагиоклазсодержащие амфиболовые, хлорит-амфиболовые, эпидот- и цоизит-амфиболовые и амфибол-хлорит-эпидот-цоизит-плагиоклазовые сланцы. Данный этап метаморфизма связан с обдукцией пластин офиолитов [Оксман, 1999ф].

Для амфиболитов характерны гнейсовидно-полосчатая и параллельная текстуры и нематогранобластовая, гетерогранобластовая и гранонематобластовая структуры. Породы состоят из параллельно ориентированных кристаллов зеленой, реже сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, промежутки между которыми выполнены кварцем и плагиоклазом  $An_{17-40}$ . Светлоцветные минералы образуют параллельные, нередко линзовидные слойки, составляющие от 20 до 45–50 % объема пород. В количестве до 5–10 % в амфиболитах могут присутствовать апатит, сфен и магнетит. Вторичные минералы представлены

актинолитом, эпидотом и цоизитом, замещающими роговую обманку вплоть до полных псевдоморфоз [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

По химическому составу породы на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поле габбро нормальной щелочности (рис. 34). Породы являются низкокалийевыми и по типу щелочности преимущественно относятся к натриевым (рис. 35), умеренноглиноземистым, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 0,7 до 1,3. Коэффициент магнезиальности  $Mg\# = 0,43–0,79$ . Коэффициент фракционирования  $Kf = 27,6–70,8$ . Степень окисленности железа  $F = 0,1–0,4$ . Габброиды и амфиболиты характеризуются значительными вариациями содержаний  $MgO = 6,5–13,3\%$ ,  $Na_2O = 1,72–6,44\%$ ,  $CaO = 7,98–14,46\%$ ,  $TiO_2 = 0,05–4,43\%$  и общей щелочностью 0,6–4,7 %, что обусловлено их амфиболитизацией, эпидотитизацией и альбитизацией в результате неоднократных метаморфических преобразований [Тектоника ..., 2001; Оксман, 1999ф] (табл. 1 в DB\DOPM\Магматизм).

На диаграмме AFM породы образуют выраженный толеитовый тренд (рис. 36), на которой точки анализов образуют компактное облако, вытянутое параллельно стороне FM. На диаграмме  $MgO–CaO–Al_2O_3$  габброиды и амфиболиты попадают в поле основных куммулятивных пород (рис. 35).

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения амфиболитов имеют выраженный отрицательный наклон, породы обогащены тяжелыми РЗЭ относительно легких ( $La/Yb = 0,55–0,69$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 0,72–0,88$ ;  $Gd/Yb = 1,11–1,24$ ). Породы обеднены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 22,57–44,22$  ppm, относительно NMORB ( $\Sigma REE = 67,11$  ppm [Sun, McDonough, 1989]. Распределение имеет легкую положительную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 1,07–1,37$ ) (рис. 38, а). Содержания редкоземельных элементов в относительно низкотитанистых разностях калгынских базальтов характеризуются незначительными отклонениями содержаний REE от среднего состава базальтов MORB, в то же время более высокотитанистые разновидности обнаруживают явное обогащение легкими лантаноидами [Оксман, 1999ф].

На мультиэлементной диаграмме (рис. 38, б) породы комплекса имеют распределение элементов с характерной отрицательной аномалией по Nb, также наблюдаются положительные аномалии по Sr и Eu, свидетельствующие о кумулюсном плагиоклазе, фракционированном в восстановительных условиях. По характеру тренда редкоземельных элементов, обогащенного тяжелыми элементами, и по петрогеохимическим параметрам они близки к магматическим породам срединно-океанических хребтов. Породы являются производными мантийных магм.

Расчеты нормативного минерального состава CIPW пород показывают нормативное содержание в них гиперстена (hy) до 17% и оливина (ol) до 16%. Породы являются оливиновыми толеитовыми габбро. Реже встречаются разности, менее насыщенные кремнекислотой только с нормативным оливином, и более кремнезема насыщенные, содержащие только нормативный гиперстен, а также пересыщенные кремнеземом с содержанием нормативного кварца (Q) до 5% (табл. 1 в DB\DOPM\Магматизм).

*Метабазальты (из-за малой мощности не отражены на геологической карте) с серпентинитами в основании, залегают на меланже и пластине куммулятивных габбро. Несмотря на то, что базальты так же, как и другие обра-*

зования офиолитового комплекса, интенсивно метаморфизованы, иногда удается распознать фрагменты первичной подушечной отдельности. Размер подушек по длинной оси, очевидно, не превышал 50–80 см. Межподушечное пространство, по-видимому, было заполнено гиалокластитами, о чем свидетельствуют реликты первичных структур. Подушки имели выраженные зоны закалки. Видимая мощность пластины не превышает 150 м.

Метабазальты офиолитового комплекса также интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и преобразованы в амфиболовые микросланцы. В надвиговых зонах и зонах пологих срывов они превращены в blastsлиты с милонитовыми, ультрамилонитовыми и blastsцементными структурами и визуально практически неотличимы от амфиболитов, образовавшихся в результате преобразований габбро кумулятивного комплекса. Минеральный состав амфиболитов и амфиболовых микросланцев практически одинаков. Они сложены зеленой, иногда с голубоватым оттенком роговой обманкой, актинолитом, плагиоклазом, эпидотом, клиноцоизитом, биотитом, хлоритом, иногда белой слюдой и карбонатом. Они имеют лепидо-, немато-, пойкило-бластовые текстуры и сланцеватые, тонкополосчатые и линзовидно-полосчатые структуры. Амфиболы амфиболовых микросланцев и амфиболитов разделяются на две группы: ранние роговые обманки и актинолитовые роговые обманки; поздние актинолиты [Оксман, 1999ф].

По химическому составу породы на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поле базальтов нормальной щелочности (рис. 34). Породы являются низкокалиевыми и по типу щелочности относятся к натриевым (рис. 35), умеренноглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 0,5 до 1. Коэффициент магнезиальности  $Mg\# = 0,48–0,59$ . Коэффициент фракционирования  $Kf = 57,5–71,9$ . Степень окисленности железа  $F = 0,3–0,8$ . Породы с содержаниями  $MgO = 5,0–10,6\%$ ,  $TiO_2 = 1,3–1,8\%$ ,  $K_2O < 0,6\%$  и общей щелочностью до 4,4%. Среди базальтов выделяются две группы составов: низкотитанистые ( $TiO_2 < 1,8\%$ ) и высокотитанистые ( $TiO_2 > 1,8\%$ ). Для последних характерны относительно низкие концентрации  $Al_2O_3$ , Cr, Ni, Co и высокие  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , V, Y, Zr, редкоземельных элементов [Оксман, 1999ф]. По нормативному составу среди базальтов покрова различаются пересыщенные кремнекислотой толеиты с нормативным кварцем (Q) до 6%, в основном базальты по нормативному составу отвечают оливиновым толеитовым базальтам с содержанием нормативного гиперстена (hy) 4–16% и нормативного оливина (ol) 1–7%. Редко встречаются щелочные оливиновые базальты с нормативным содержанием нефелина (ne) 1–2% и оливина (ol) 6–14% (табл. 1 в DB\DOPM\Магматизм). Диаграмма AFM (рис. 36) показывает вполне выраженный толеитовый тренд дифференциации базальтов.

С образованиями комплекса связана золоторудная и никелевая минерализация [Аулов, 1988ф; Вишневская и др. 1997ф; Покровский 1968ф; Шестеркин, 1983ф].

Принадлежность пород комплекса к дунит-перидотит-габбровому и базальтовому (натриевого типа) формационным типам магматических пород, образующим единую офиолитовую ассоциацию, а также принадлежность основных пород к толеитовой серии свидетельствует о формировании комплекса в геодинамических условиях срединно-океанических хребтов [Короновский, 2011; Основы геодинамического анализа ... , 1997; Фролова, 1997].

Формирование базальтов могло происходить в палеогеодинамической обстановке срединно-океанического хребта с медленными скоростями спрединга, на склонах которого были развиты многочисленные мелкие подводные горы, сложенные внутриплитными толеитами (тип Восточно-Тихоокеанского поднятия) [Оксман, 1999ф].

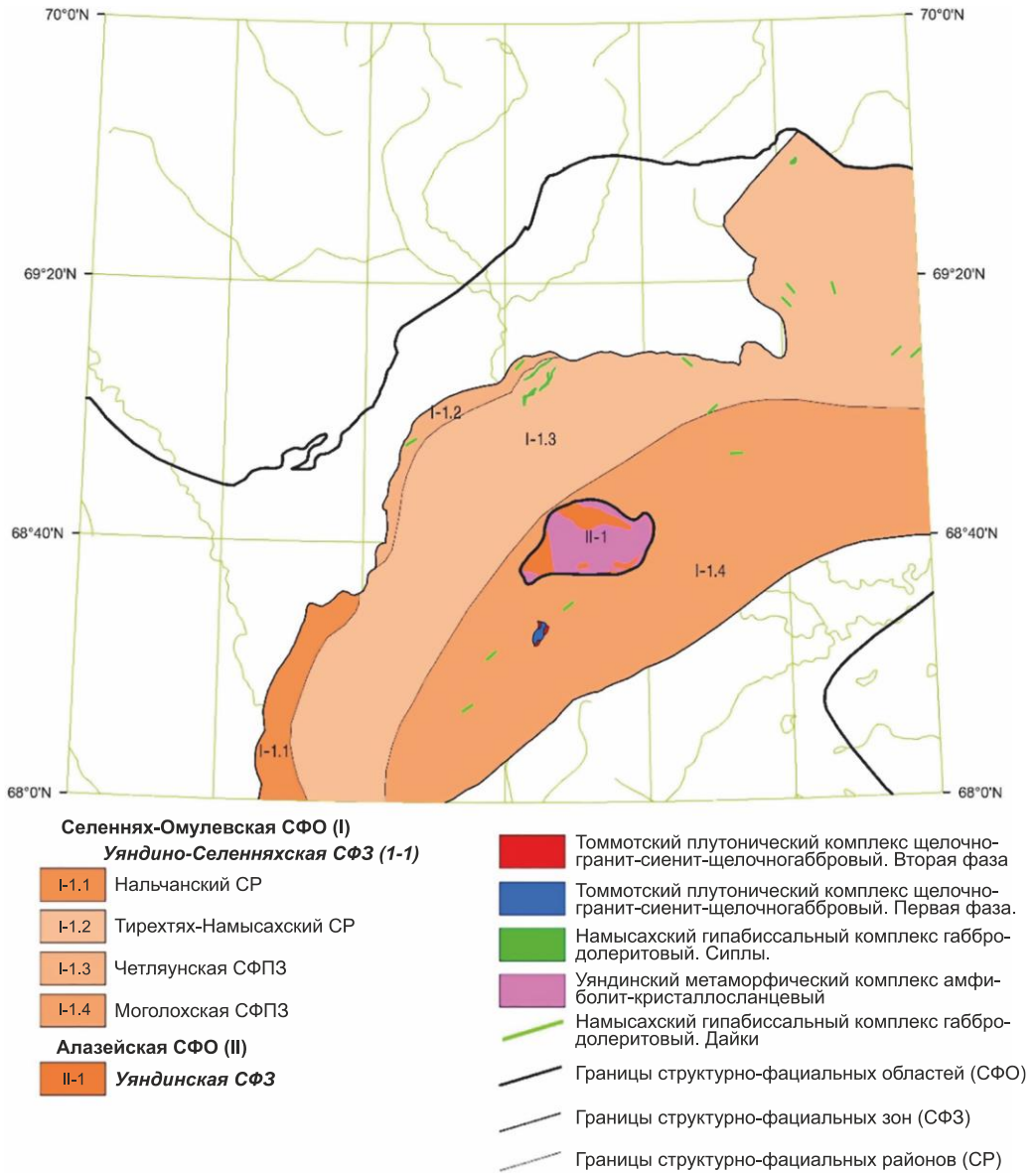
Абсолютный возраст габбро, определенный U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», составляет  $594,8 \pm 3,4$  млн лет [DB, ФАКТ, ВРД, ВРМ, проба G-18-15-7]. С учетом геохронологических данных, возраст комплекса – позднепротерозойский, начало раннего венда.

## КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ И ПЕРМСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Каменноугольные и пермские магматические образования известны в юго-восточной части листа в пределах Уяндино-Селенняхской СФЗ Селеннях-Омулевской СФО. Позднекаменноугольные образования намысахского гипабиссального комплекса габбро-долеритового развиты в Тирехтях-Намысахском СР, Четляунской и Моголохской СФПЗ. Магматические образования томмотского раннепермского плутонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового распространены только в пределах Моголохской СФПЗ (рис. 39).

**Намысахский гипабиссальный комплекс габбро-долеритовый** ( $v, v\beta C_3n$ ) распространен в юго-восточной части исследуемой территории от юга Селенняхского хребта до Полоусного кряжа, в бассейне р. Дяхтардах и следующего левого притока р. Уяндина вверх по течению (р. Намысах), в бассейне правых притоков р. Томмот и верховьев р. Талындя; в бассейнах рек Жёлтая, Эстериктях, Хатыннах-Сала, Нонгондя, Донская и Хатынгнах. Комплекс представлен силлами габбро и дайками габбродолеритов. Силлы залегают среди нижнедевонских терригенно-карбонатных отложений. Дайки прорывают отложения от ордовика до позднего карбона. Комплекс выделен при подготовке к изданию ГК R-54-XXVII, XXVIII [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015], введен в Яно-Индибирскую серию в 2011 г. Название унаследовано от работ ГГС-50 (Бредюк, 1999ф) и дано по р. Намысах (левый приток р. Уяндина), в бассейне которой расположены силлы габбро. Эти силлы и приняты за петротип комплекса.

В бассейнах рек Намысах (левый приток р. Уяндина) и Дяхтардах силлы имеют протяженность от 2 до 10 км при ширине до 1–1,5 км, с согласным и полого-секущем залегании с вмещающими девонскими отложениями. Силлы сложены преимущественно крупно- и среднезернистыми габбро, в эндоконтакте – мелкозернистыми, переходящими в мелко-микрозернистые габбродолериты. Вмещающие карбонатные породы мраморизованы и окварцованы, терригенно-кремнистые породы слабо ороговикованы. Ширина ореолов контактово-метаморфизованных пород не превышает 150–200 м. Породы содержат вкрапленность титаномагнетита и пирротина, редко пирита и халькопирита. В центральной части тела наблюдаются шширообразные участки меланократовых пород, близких по составу к габбро-пироксенитам [Петров, 2010ф].



**Рис. 39. Схема размещения каменноугольных и пермских магматических образований.**

Крест-Тасский массив (рис. 32, № 46), сложенный преимущественно умереннощелочными габбро, представляет собой силлоподобное тело мощностью около 80–100 м, субсогласно залегающее среди кремнисто-глинистых пород правононгондинской толщи средне-позднекаменноугольного возраста и выполняющее в них синформу. Габброиды вскрываются на площади около 3–4 км<sup>2</sup>, образуя выход неправильно-изометричной в плане формы. Интрузив полого наклонен в северном–северо-восточном направлении под углами

до 10–15°, в этом же направлении уменьшается его мощность до первых метров. В северной части силл расщепляется на серию маломощных апофиз, также субсогласно внедренных во вмещающие породы. К северо-востоку и к западу от массива наблюдается ряд более мелких пластообразных тел габбро и умереннощелочных габбро, мощность которых не превышает 2–5 м. В плане эти тела образуют серповидные или неправильно-изометричные выходы площадью до 0,01 км<sup>2</sup> и полого наклонены на юг или юго-запад [Казакова, Данилов, 2017ф].

Дайки распространены незначительно и наблюдаются в разных частях территории – на р. Хатыннах-Сала, в низовьях р. Упрямый, на левобережье р. Донская и р. Анхайдах, на правобережье р. Нонгондя, р. Жёлтая и р. Тирехтях, в верховьях рек Уяндина и Томмот. Дайки ориентированы субсогласно с простиранием вмещающих пород, представляют собой крутопадающие или субвертикальные тела мощностью от 1–2 до 50–150 м и протяженностью от 10–50 м до 2–5 км. Дайки сложены габбродолеритами.

На правобережье р. Тирехтях в эндоконтактах даек наблюдаются крупнозернистые порфириновые габбродолериты. Приконтактные изменения проявлены слабо, выражены незначительным ороговикованием пород на интервале 2–10 м от контакта [Казакова, 2017ф; Петров, 2010ф; Петров, 2013ф].

*Габбро (v)* – темно-серые, зеленовато-серые полнокристаллические породы, средне- и крупнозернистые массивные, с офитовой и пойкилоофитовой структурой. Сложены основным плагиоклазом, лабрадором (35–55 %) и авгитом или титан-авгитом (15–30 %). В породах присутствует оливин (до 5 %, редко до 15 %), почти нацело замещенный боулингом и хлоритом. Интерстиции между выделениями плагиоклаза выполнены хлоритом (до 20 %), магнетитом и ильменитом (в сумме до 5–10 %), редко новообразованиями биотита (до 5 %) и кварца (до 5 %). Акцессорные минералы представлены апатитом (0–5 %), очень редко сфеном. По пироксену развиваются хлорит, биотит, буро-зеленая уралитовая роговая обманка и цоизит. Плагиоклаз деанортитизирован, пелитизирован, сосюритизирован и карбонатизирован [Петров, 2010ф]. Для меланократовых разностей, близких по составу к габбро-пироксенитам, характерно преобладание пироксена над плагиоклазом и повышенное содержание магнетита [Казакова, 2017ф].

В породах комплекса интенсивно проявлены вторичные изменения, выраженные серицитизацией, сосюритизацией и деанортитизацией плагиоклаза, уралитизацией пироксена, хлоритизацией и актинолитизацией роговой обманки, развивающейся по пироксену. В зонах тектонических нарушений на водоразделе рек Бурхан и Эрие-Буруя габброиды комплекса рассланцованы и преобразованы в тонкозернистые амфиболовые и хлорит-амфиболовые сланцы.

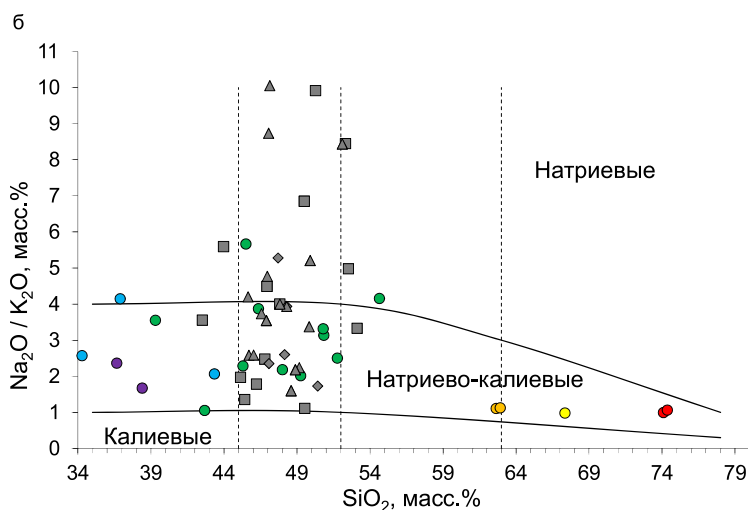
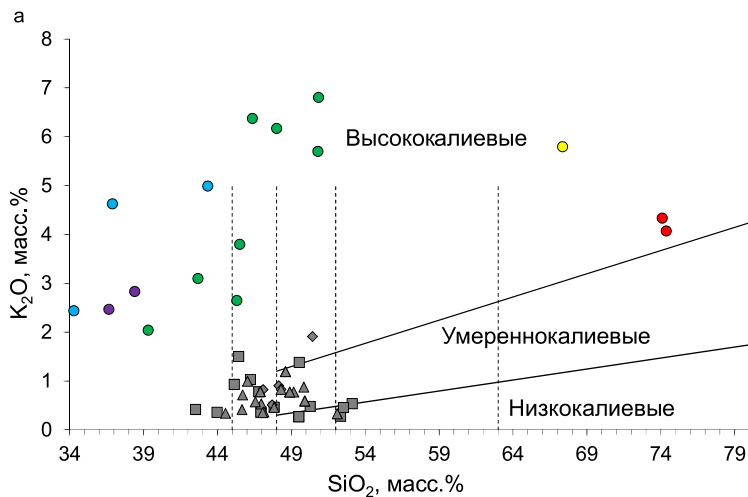
В тектонических зонах габброиды интенсивно рассланцованы и катаклазирваны, преобразованы в амфиболиты и амфиболовые сланцы с нематобластовыми, нематогранобластовыми и гранонематобластовыми структурами с реликтами первичных офитовой, габброофитовой и пойкилоофитовой структур. Основными породообразующими минералами амфиболовых сланцев и амфиболитов являются актинолит, сине-зеленая роговая обманка, эпидот, хлорит, кислый плагиоклаз и кварц, реже биотит, а также магнетит, сфен и апатит, иногда образующие значимые концентрации (до 5–10 %) [Петров, 2013ф].

*Габбродолериты* ( $\nu\beta$ ) – зеленовато-серые, темно-серые, темно-зеленые средне- и мелкозернистые, реже средне-крупнозернистые породы, с офитовой, пойкилоофитовой, габброофитовой, пойкилоофитовой, габбровой, криптовой и толеитовой структурами, содержащие в интерстициях небольшое количество вулканического стекла, замещенного хлоритом. Редко встречаются миндалины округлой формы размером до 2 мм, выполненные карбонатом [Петров, 2013ф]. Также встречаются тонкозернистые порфиновые породы с реликтовой бластопорфировой структурой с вкрапленниками размером до 1 см (30 %) авгита и титан-авгита, а основная масса сложена длиннотаблитчатыми (3–5 мм) лейстами основного плагиоклаза (40 %)  $An_{57}$ , обычно деанортитизированного, промежутки между которыми выполнены мелкими выделениями авгита, титан-авгита, а также магнетитом и ильменитом (до 10 %), реже зеленовато-бурой роговой обманкой, замещающей пироксен. Иногда в породах в количестве до 5–10 % содержится серпентинизированный оливин. В интерстициях наблюдается хлорит (до 20 %), замещающий вулканическое стекло и содержащий реликтовые радиально-лучистые и игольчатые микролиты плагиоклаза, характерные для вариолитовых структур [Петров, 2010ф]. Также во вкрапленниках встречаются оливин и основной плагиоклаз, почти полностью замещенные хлоритом, альбитом, карбонатом, серицитом и серпентином. Основная масса также преобразована в агрегат хлорита, альбита, карбоната, эпидота и рудного минерала. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном. Отдельные дайки почти полностью замещены тонкозернистым альбитом, эпидотом, серицитом и карбонатом и содержат редкую вкрапленность пирита и лейкоксена [Казакова, Данилов, 2017ф]. В тектонических зонах габбродолериты рассланцованы, хлоритизированы, эпидотизированы. Для пород характерны широкие вариации содержаний пороодообразующих минералов и продуктов их замещения. Породы эндоконтактной фации порфиновые, с большим количеством (до 40 %) вкрапленников авгита в мелкозернистой основной массе [Петров, 2013ф].

По химическому составу породы на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поле габбро и базальтов нормальной щелочности, наблюдаются подщелоченные разности – трахибазальты и монцогаббро, также и ультраосновные разности пород (рис. 40). Породы являются низко- и умереннокалиевыми, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым и натриевым (рис. 41), умеренно глиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 0,5 до 0,9. Коэффициент магнезиальности  $Mg\# = 0,30–0,67$ . Коэффициент фракционирования  $Kf = 52,2–86,8$ . Степень окисленности железа  $F = 0,2–0,4$ . Породы с содержаниями  $MgO = 3,2–12,5 \%$ ,  $TiO_2 = 0,7–4,2 \%$  и общей щелочностью 1,9–5,2 %. По нормативному составу габбро Крест-Тасского массива содержат 5–21 % оливина и являются слабонасыщенными кремнекислотой оливиновыми габбро. Габбро и габбродолериты силл и даек, по нормативному пересчету, пересыщенные кремнекислотой с появлением гиперстена  $hy = 1–26 \%$  и кварца  $Q = 2–6 \%$  и являются кварцевыми толеитовыми габбро и габбродолеритами (табл. 2 в DB\ДОПМ\Магматизм).







- Томмотский комплекс. II фаза. Граниты щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. II фаза. Граносиениты щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. II фаза. Сиениты щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. I фаза. Габбро щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. I фаза. Горнблендиты. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. I фаза. Пироксениты. Данные предшественников.
- Намысахский комплекс. Массивы. Данные предшественников.
- ◆ Намысахский комплекс. Силлы. Данные предшественников.
- ▲ Намысахский комплекс. Дайки. Данные предшественников.

**Рис. 41. Диаграммы для каменноугольных и пермских магматических образований**

*a* – диаграмма разделения магматических пород на низкокалийевые, умереннокалийевые и высококалийевые семейства; *b* – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008]. Данные взяты из табл. 2, 3 в DB\DOPM\Магматизм.

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения базитов имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 2,90-19,89$ ). Тренд распределения выполаживается к

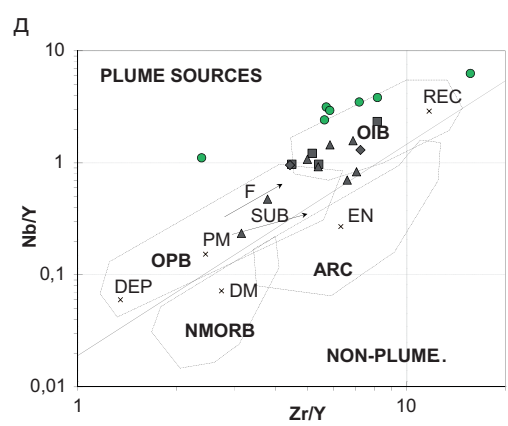
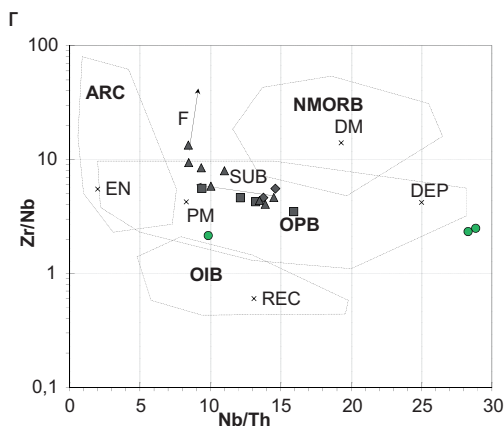
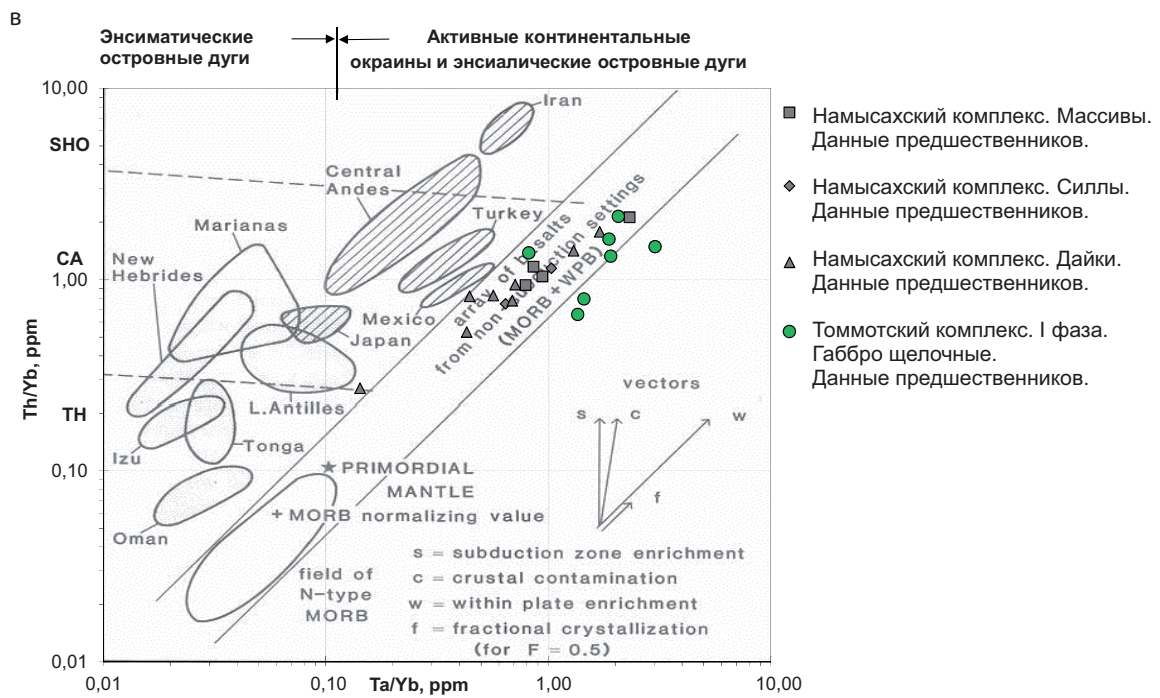
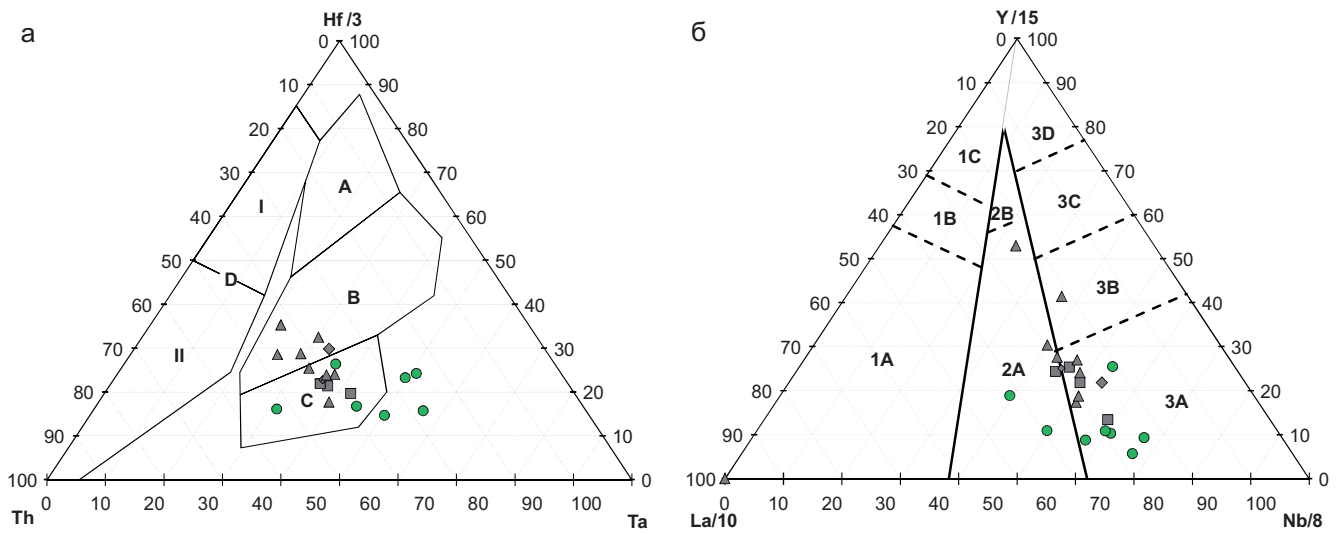
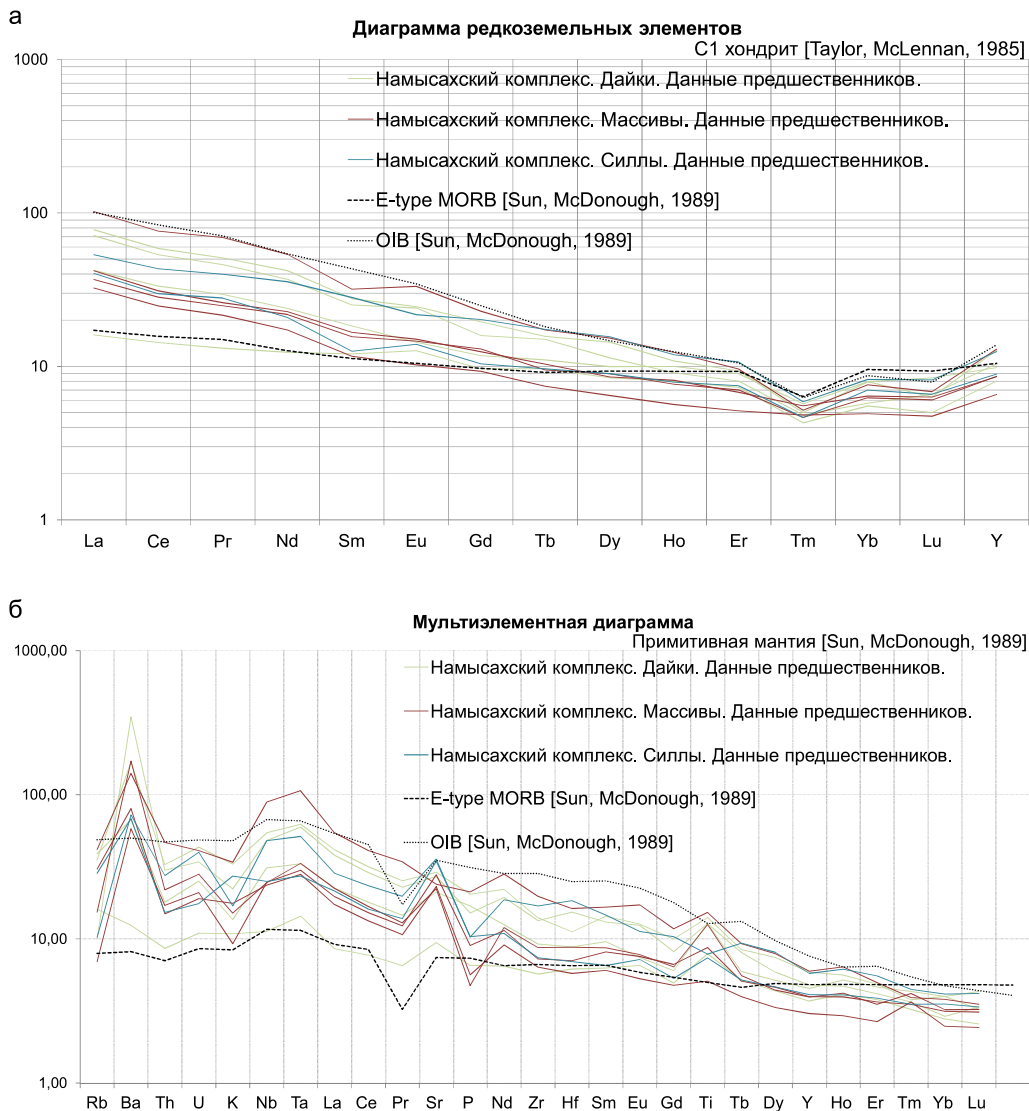


Рис. 42. Дискриминационные диаграммы для базальтоидов каменноугольных и пермских магматических образований.

а – Дискриминационная диаграмма с использованием содержаний редких и редкоземельных элементов для базальтов Т – Hf/3 – Ta; поля: А – N-тип MORB; В – Египт MORB и WPT (внутриплитные толеиты); С – WPAB (внутриплитные щелочные базальты); D – VAB (базальты вулканических дуг); D-I – IAT (толеиты островных дуг), D-II – CAB (известково-щелочные базальты) [Wood, 1980]; б – дискриминационная диаграмма La-Y-Nb для базальтов: 1 – базальты вулканических дуг (1А – известково-щелочные базальты; 1С – островодужные толеиты; 1В – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты (2А – континентальные базальты; 2В – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3А – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3В, 3С – N-тип MORB; 3В – обогащенные; 3С – слабо обогащенные; 3D – N-тип MORB [Cabaniš, Lecolle, 1989]; в – дискриминационная диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для базальтов различных геодинамических обстановок. Векторы показывают влияние следующих факторов: внутриплитного обогащения литофильными элементами (w), коровой контоминации (c), фракционной кристаллизации (f). [Pearse, 1983]; г, д – диаграммы, показывающие состав мантии и ее компонентов, составы базальтов из различных геодинамических условий: Nb/Th–Zr/Nb (г) и Zr/Y–Nb/Y (д). Стрелки указывают на эффекты частичного плавления (F) и субдукции (SUB). OPB – базальты океанического плато, OIB – базальты океанических островов. NMORB – нормальные базальты океанических хребтов, ARC – вулканические дуги. DEP – сильно деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, REC – переработанный мантийный компонент, DM – слабо деплетированная мантия, EN – обогащенный мантийный компонент [Condie, 2005]. Данные взяты из табл. 2, 3 в DB/DOPM/Магматизм.

тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 2,07-5,10$ ;  $Gd/Yb = 1,28-3,73$ ). Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 77,39-215,04$  ppm выше, чем у EMORB ( $\Sigma REE = 71,09$  ppm [Sun, McDonough, 1989]) и сопоставима с OIB ( $\Sigma REE = 227,96$  ppm [Sun, McDonough, 1989]). Распределение имеет легкие вариации европиевой аномалии ( $Eu/Eu^* = 0,87-1,23$ ) (рис. 43, а).



**Рис. 43. Диаграммы для магматических образований намысахского комплекса.**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *b* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на NMORB [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 2, 3 в DB\ДОПМ\Магматизм.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 43, б) породы комплекса имеют распределение элементов с положительной аномалией по Ba, Sr. Наличие положительной Ta-Nb аномалии свидетельствует о высоких температурах и давлениях генерации первичных магм из обогащенного источника в рифтогенных геодинамических условиях магматизма [Короновский и др., 2011]. По содержанию в породах комплекса Rb = 4,42–26,05 ppm, Zr = 71,4–273 ppm, Nb – до 63,4 ppm, Ni = 126–185 ppm и Co = 45,2–47,0 ppm магматические образования сопоставимы с базальтами Байкальской рифтовой зоны (где содержания их достигают (ppm): Rb 17–20, Zr 250–270, Nb 54–62, Ni 150–160; Co 50–60 [Скляр, 2001]). Породы комплекса принадлежат к геохимическому типу континентальных толеитов внутриплитных зон растяжения.

Породы комплекса принадлежат к габбро-долеритовому формационному типу магматических пород, толеитовой генетической серии, их формирование происходило в обстановке континентального растяжения [Короновский, 2011; Фролова, 1997; Основы геодинамического анализа ... , 1997].

В габброидах пластообразного тела на водоразделе рек Бурхан и Эрие-Буруя установлена убогая вкрапленность титаномагнетита и пирротина, а на отдельных участках – рассеянная вкрапленная халькопирит-пирротин-пиритовая минерализация со средним содержанием ЭПГ от 0,22 до 0,43 г/т [Некрасов, 2002ф].

Позднекаменноугольный (относительно) возраст тел комплекса принимается на основании их петрохимического сходства с комагматичными базальтоидами правононгондинской толщи, датированной средним–поздним карбоном, также фактом прорывания даек ниже-верхнекаменноугольной верхнемоглохской толщи [Петров, 2010ф, 2013ф; Казакова, Данилов 2017ф; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

**Томмотский плутонический комплекс щелочногранит-сиенит-щелочногаббровый** представлен Томмотским массивом, расположенным на водораздельном пространстве верховьев рек Талындя и Томмот. В его строении принимают участие щелочные и умереннощелочные габбро, щелочные пироксениты и горнблендиты, щелочные сиениты и граносиениты и щелочные граниты, прорывающие и метаморфизирующие карбонатно-терригенные осадки раннесилурийского и позднеордовикского возраста.

Как самостоятельное подразделение комплекс впервые был выделен Ю. С. Орловым при составлении Легенды Яно-Индигорской серии.

Комплекс имеет двухфазное строение. К образованиям первой фазы отнесены щелочные и умереннощелочные габбро, щелочные пироксениты и горнблендиты, ко второй фазе – щелочные сиениты, граносиениты и щелочные граниты.

Томмотский массив (рис. 32, № 98) представляет собой плитообразное, вытянутое в меридиональном направлении тело площадью около 8 км<sup>2</sup>, с общим наклоном в восточном направлении. Западный и южный контакты интрузива относительно пологие (30–50°) с падением в сторону массива. Северный контакт массива тектонический, по надвику субширотного простираения с падением плоскости сместителя к югу. Восточный контакт имеет сложную форму, неровный, с многочисленными заливами и выступами, в целом

полого погружается под вмещающие породы. На отдельных участках наблюдаются останцы кровли мощностью до 50 м. Максимальный эрозионный врез составляет 500–560 м [Трунилина и др., 1988ф; Трунилина и др., 1995].

**Первая фаза: габбро щелочные и умереннощелочные, пироксениты и горнблендиты щелочные** ( $Ev, EvP_1tm_1$ ). Щелочные и умереннощелочные габбро слагают большую часть массива площадью около 7 км<sup>2</sup>. В них широко проявлены директивно-полосчатые текстуры, отражающие первичную расчлененность интрузива. Они особенно четко проявлены в центральной части тела и выражены чередованием меланократовых и лейкократовых слоев мощностью от первых сантиметров до десятков сантиметров. В приконтактной части массива в габброидах наблюдаются шлировые и шлирово-такситовые текстуры, ксенолиты вмещающих пород, а также жилы, линзы и гнезда пегматоидных габбро с размером выделений минералов до 2–4 см и мощностью до 0,5 м. Их контакты с вмещающими основными породами как секущие, четкие, так и постепенные [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Основные ультрамафиты (щелочные пироксениты и горнблендиты) вскрываются в центральной части массива, преимущественно на нижних гипсометрических уровнях, где образуют среди габброидов полосы меридионального простирания шириной до 500–700 м и протяженностью до 2,5 км. По направлению к подошвенной части интрузива наблюдается чередование габброидов и ультрамафитов с общим увеличением основности пород по направлению к подошве тела. В том же направлении в умереннощелочных габбро лейкократовые разновидности пород сменяются меланократовыми через зону чередования меланократовых и лейкократовых разностей [Трунилина и др., 1988ф].

Между разностями пород наблюдаются фациальные переходы как с резкой, так и постепенной сменой состава [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

В центральной части массива в основных ультрамафитах наблюдаются жильные и линзовидные тела практически мономинеральных плагиоклазовых пород (плагиоклазитов) мощностью до первых десятков сантиметров и протяженностью первые метры [Трунилина и др., 1988ф].

Вмещающие породы на контакте с габброидами первой фазы комплекса преобразованы в амфиболовые, биотит-амфиболовые и плагиоклаз-амфиболовые роговики. Ширина контактового ореола не превышает 0,2–0,3 км.

*Габбро щелочные и умереннощелочные* ( $Ev$ ) неравномернозернистые (0,3–0,5 до 1–5 мм) породы с габбровой, габброофитовой, гипидиоморфнозернистой, реже пегматоидной структурой, часто с линейной ориентировкой темноцветных минералов. Они состоят преимущественно из амфибола и основного плагиоклаза с широкими вариациями их содержаний и размерности зерен. Амфибол представлен двумя разновидностями – опациitized густоокрашенной буро-зеленой роговой обманкой гастингситового ряда ( $c:N_{g'} = 10–11^\circ$ ) и красновато-бурым и коричневым амфиболом ряда керсутита-баркевикита. По составу амфиболов выделяются две разновидности габброидов: гастингситовые и керсутит-баркевикитовые, наблюдающиеся примерно в равных количествах. В керсутит-баркевикитовых габбро в виде самостоятельных выделений или в виде пойкилитовых вростков в амфиболе иногда присутствуют авгит (до 15–20%) и, очень редко, оливин. Плагиоклаз

по составу отвечает лабрадору до битовнита ( $Ап_{57-75}$ ), как правило сильно сосюритизирован, нередко деанортитизирован. В темноцветных минералах наблюдаются многочисленные вростки крупных (длиной до 0,7 мм и диаметром до 0,3 мм) идиоморфных кристаллов апатита (до 10%) и неправильно-изометричных выделений магнетита (до 10%). По зеленым роговым обманкам развиваются биотит и хлорит, по плагиоклазу – калиевый полевой шпат (до 5–10%), представленный ортоклазом или тонкорешетчатым микроклином [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

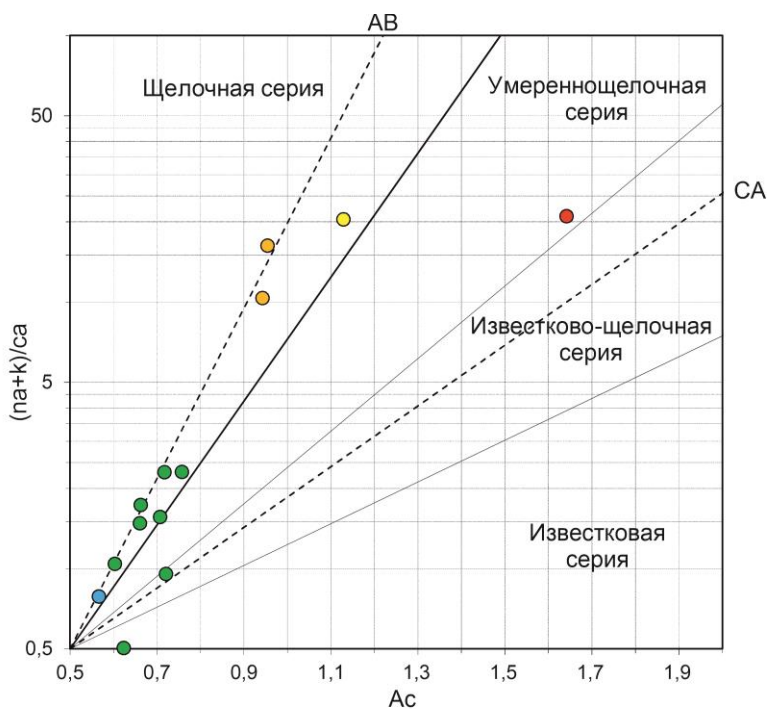
Основные ультрамафические породы Томмотского массива представлены *щелочными пироксенитами* и *горнблендитами*, между которыми существуют постепенные переходы.

*Пироксениты щелочные* (Еv) – черные крупнокристаллические (от 1–2 до 3–5 мм) породы с панидиоморфнозернистой, реже гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой, состоят из округло-изометричных выделений авгита, содержащего вростки неправильно-изометричных зерен темно-изумрудно-зеленой шпинели (10%) и магнетита (10%), находящихся в тесном срастании. Промежутки между этими минералами выполнены красно-коричневым амфиболом ряда керсутита–баркевикита (35–30%), по которому развиваются красно-коричневый биотит и бледно-зеленый хлорит. Иногда в интерстициях наблюдается основной плагиоклаз, слабо сосюритизированный и карбонатизированный (5%). На участках с пойкилитовой структурой ойкокристаллы представлены моноклинным пироксеном, шпинелью и рудным минералом, хадакристаллы – амфиболом. Специфической их разновидностью являются оливин-пироксеновые породы, содержащие единичные выделения нефелина и мелилита [Трунилина и др., 1988].

*Горнблендиты щелочные* (Еv) темные, коричневато-черные и черные, неравномернозернистые (от 0,5 до 2–3 мм) породы с панидиоморфнозернистой, участками гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой, состоящие из беспорядочно ориентированных короткопризматических выделений первично-магматического красновато-бурого, бурого, оранжево-коричневого амфибола ряда керсутита–баркевикита ( $c:Ng' = 14-17^\circ$ ), промежутки между которыми выполнены сильно сосюритизированным основным плагиоклазом (15–20%). В амфиболе наблюдаются многочисленные включения апатита (до 10%) и магнетита (до 5–10%). Наиболее основные разности состоят из того же амфибола, содержащего включения идиоморфных призматических кристаллов авгита (20%), магнетита (15%) и апатита (10%). Вторичные минералы представлены оранжево-коричневым биотитом и зеленым хлоритом, реже – эпидотом (в сумме около 5%).

По химическому составу щелочные габбро на диаграмме щелочности–кремнекислотности лежат в умереннощелочном ряду от умереннощелочных пикритов до монцодиоритов. Щелочные пироксениты и щелочные горнблендиты – в отряде ультраосновных пород щелочного ряда (рис. 40). Все породы первой фазы высококалиевые, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым (рис. 41), для щелочного габбро характерна умеренная глиноземистость, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 0,9 до 2,2, для щелочных пироксенитов и щелочных горнблендитов – низкая глиноземистость, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 0,4 до 0,7. Коэффициент магнезиальности для

всех пород первой фазы  $Mg\# = 0,32-0,51$ . Коэффициент фракционирования  $K_f = 64,3-77,6$ . Степень окисленности железа  $F = 0,2-0,5$ . Породы с содержаниями  $MgO = 3,1-10,2\%$ ,  $TiO_2 = 1,5-6,2\%$  и общей щелочностью до  $8,2\%$  для щелочных габбро, до  $5\%$  для щелочных горнблендитов и до  $2,8\%$  для щелочных пироксенитов. Породы первой фазы принадлежат к щелочной петрохимической серии (рис. 44). По нормативному составу, пересчитанному по методу CIPW все породы первой фазы недосыщенные кремнеземом с нормативным нефелином  $pe = 2-17\%$  (табл. 3 в ДВ\ДОРМ\Магматизм).



- Томмотский комплекс. II фаза. Граниты щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. II фаза. Граносиениты щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. II фаза. Сиениты щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. I фаза. Габбро щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. I фаза. Горнблендиты. Данные предшественников.

**Рис. 44.** Петрохимическая диаграмма  $(Na + K)/Ca-Ac$  [Практическая ... , 2017] для пермских магматических образований.

Данные взяты из табл. 3 в ДВ\ДОРМ\Магматизм.

Данные микроэлементного анализа базитов комплекса, нанесенные на тройные дискриминационные диаграммы, по содержаниям немобильных высокозарядных элементов  $Th-Nf-Ta$ , являются внутриплитными щелочными базальтами (рис. 42, а). На дискриминационной диаграмме  $La-Y-Nb$  отношения для базальтов породы попадают в поле континентальных базальтов и щелочных базальтов внутриконтинентальных рифтов (рис. 42, б). Породы ком-



плекса по Th/Yb и Ta/Yb отношениям являются внутриплитными образованиями из обогащенного мантийного источника (рис. 42, в). По отношению Zr/Y–Nb/Y породы комплекса являются внутриплитными образованиями в присутствии плюмового источника и сопоставимы с базальтами океанических островов (рис. 42, з).

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения щелочных габбро и щелочных горнблендитов имеют крутой положительный наклон, породы сильно обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb = 9,96–36,59). Тренд распределения имеет относительно ровный спектр РЗЭ (La/Sm = 2,42–6,93; Gd/Yb = 3,45–5,86). Породы очень сильно обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 207,86\text{--}585,26$  ppm выше, чем у OIB ( $\Sigma REE = 227,96$  ppm [Sun, McDonough, 1989]). Распределение имеет легкую положительную европиевую аномалию (Eu/Eu\* до 1,42) (рис. 45, а).

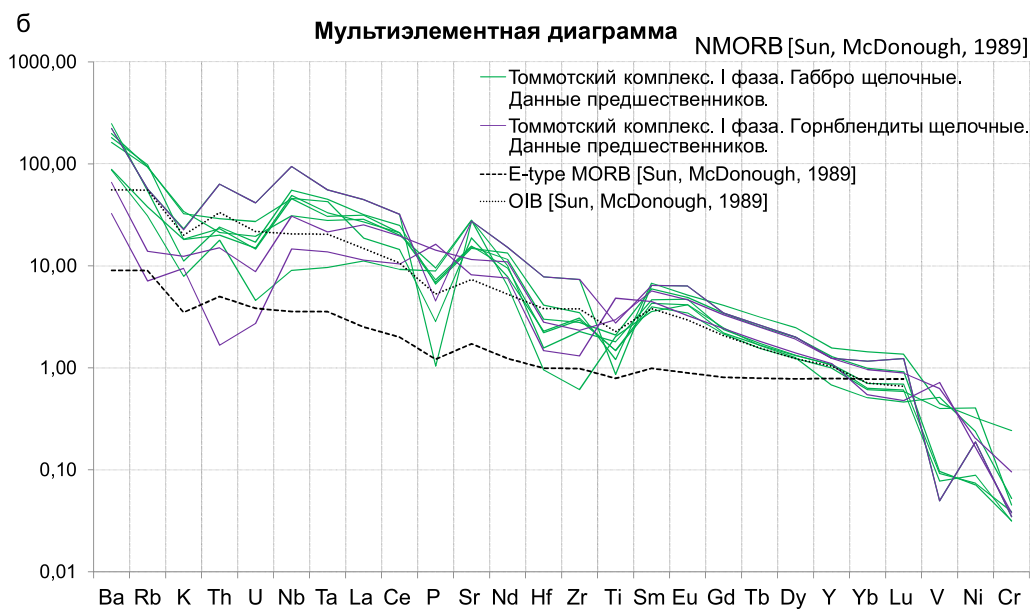
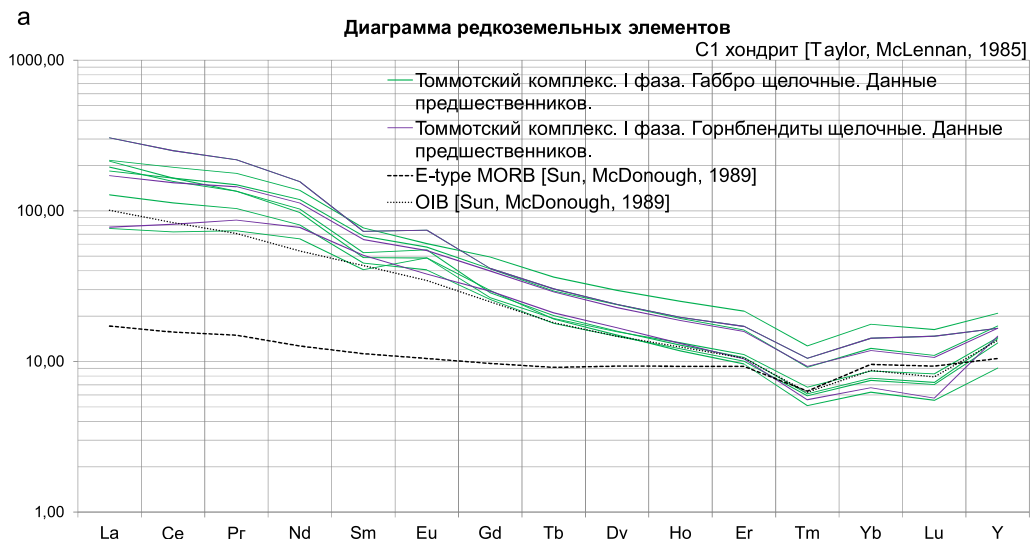
На мультиэлементной диаграмме (рис. 45, б) щелочных габбро и щелочных горнблендитов комплекса наблюдается закономерное увеличение содержания элементов относительно NMORB с увеличением степени их некорректированности. Породы первой фазы комплекса содержат низкие концентрации рублидия 7,8–54,9 ppm, имеют аномально высокие содержания циркония до 545 ppm и ниобия до 219 ppm, это указывает на образования пород в континентальных зонах растяжения.

Породы первой фазы комплекса принадлежат к формационному типу центральных интрузий щелочных габброидов и ультрамафитов, характерному для континентальных рифтовых зон [Фролова, 1997; Основы геодинамического анализа ... , 1997].

**Вторая фаза: щелочные сиениты, щелочные граносиениты, щелочные граниты (Eξ, EγP, tm<sub>2</sub>).** Щелочные сиениты и граносиениты, прорывающие габброиды первой фазы комплекса и известково-глинистые и глинистые сланцы раннего силура, образуют силло- или дайкоподобные тела мощностью до 300 м и протяженностью до 1,5–2,5 км. Они кулисообразно расположены в западном и восточном контактах Томмотского массива [Петров и др., 2013ф; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Контакты щелочных сиенитов с вмещающими породами интрузивные. В приконтактной части тел в мелкозернистых породах эндоконтактной фации наблюдаются ксенолиты вмещающих осадочных пород и габброидов первой фазы [Трунилина и др., 1988; Петров и др., 2013ф]. Контакты группы интрузий щелочных сиенитов к западу от габброидных интрузий первой фазы относительно пологие, с падением на восток–юго-восток. Группа интрузий к востоку от габброидов первой фазы имеет крутопадающие контакты, с падением как в юго-восточном, так и в северо-западном направлении.

Вдоль контакта с щелочными сиенитами в габброидах первой фазы наблюдается мощная (шириной до 300–500 м) зона калишпатизации, выраженная в образовании гибридных пород, по составу отвечающих габбродиоритам и монцогаббро, а также многочисленных разнонаправленных жил и прожилков калиевого полевого шпата мощностью до 30 см, нередко имеющих пегматоидное строение [Петров и др., 2013ф; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].



**Рис. 45. Диаграммы для магматических образований первой фазы томмотского комплекса:**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на NMORB [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 3 в DB\DOPM\Магматизм.

Щелочные граниты слагают дугообразное в плане пластинообразное тело, расположенное в южном экзоконтакте Томмотского массива площадью около 1,5 км<sup>2</sup> (массив Сомнительный). Тело погружается на север–северо-запад под углами около 30–50°. На его апикальной поверхности наблюдаются останцы

кровли, представленные контактово-метаморфизованными породами ухватской свиты, инъецированными многочисленными маломощными апофизами мелкозернистых щелочных гранитов. По периферии тела щелочные граниты катаклазированы и метасоматически изменены с образованием эгирин-кварц-полевошпатовых пород гнейсовидного облика [Петров и др., 2013ф; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

В его северо-восточном экзо- и эндоконтакте широко распространены гнездообразные, линзы и жилы альбит-микроклин-кварцевых и кварц-микроклиновых пород с пегматоидным строением, несущие редкоземельную минерализацию, а также кварцевые жилы. Для них характерны изменчивая мощность (от первых сантиметров до нескольких метров) и невыдержанность по простиранию. В пегматоидных образованиях в различных количествах присутствуют эгирин, циркон, сфен, гематит, молибденит, галенит, сфалерит и редкоземельные минералы – чевкинит, иттриалит, гадолинит, фергусонит, пирохлор, монацит, ксенотим.

На контакте с магматическими породами второй фазы комплекса вмещающие глинистые и известково-глинистые сланцы преобразованы в кварц-полевошпат-амфиболовые метасоматиты и фенитизированы с образованием порфиробластовых выделений полевых шпатов и эгирина вплоть до образования эгирин-кварц-полевошпатовых и кварц-полевошпат-эгириновых пород с полосчатыми, линзовидными, очковыми и гнейсовидными текстурами. С процессами метасоматоза в щелочных гранитах и во вмещающих их породах связаны их окварцевание и альбитизация, приведшие к образованию зон альбититов и кварц-альбитовых метасоматитов, несущих промышленные концентрации редкоземельных минералов – чевкинита, иттриалита, монацита, а также повышенных концентраций циркона, сфена и тантало-ниобатов. Тела альбититов локализованы преимущественно во вмещающих породах и ориентированы параллельно контакту [Трунилина, 1988ф].

*Сиениты щелочные* (Е $\xi$ ) – светло-серые, розовато-серые средне-крупнокристаллические (до 2–4 мм), неравномернозернистые породы со шширами и прожилками пегматоидного строения. Они обладают гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из крупных выделений калиево-натриевого полевого шпата (микроклин- и ортоклаз-пертита с содержанием лентовидных пертитов замещения от 30 до 50 %) и кислого плагиоклаза, образующего нечеткие таблицы, по которым развивается поздний микроклин с тонкой двойниковой решеткой. Темноцветные минералы представлены резорбированными длиннопризматическими выделениями темно-зеленого эгирина-авгита (с:Np' = 22°) или зеленовато-бурого и бурого акмита (с:Np' = 0–5°), образующего причудливой формы сростки вместе с пластинчатым темно-коричневым биотитом, иногда образующим сферолитоподобные розетки диаметром до 2 мм. По периферии кристаллов щелочные пироксены замещаются густо-синим щелочным амфиболом, предположительно, рибекитом. Общее содержание пироксена и амфибола в породах составляет около 10 %, биотита – также около 10 %. Плагиоклаз присутствует спорадически, в редких случаях его количество достигает 15 %. К скоплениям темноцветных минералов приурочены включения акцессориев (до 5 %), представленных преимущественно цирконом, апатитом, сфеном и магнетитом. Полный комплекс

акцессорных минералов включает также ильменит, пирит, бастнезит, чевкинит, монацит, ортит [Трунилина, 1988ф]. По границам выделений салических минералов развиваются мелкозернистые агрегаты выделений альбита и кварца. Щелочные сиениты даек – лейкократовые породы, состоящие из калина-трового полевого шпата с пертитами замещения, содержащего включения редких пластинок мусковита, псевдоморфоз гидроокислов железа по темноцветному минералу и флюорита. Очень редко в них наблюдаются единичные реликты призматических кристаллов эгирина [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

*Граносиениты щелочные* с щелочными сиенитами связаны постепенными переходами, в них содержание кварца возрастает до 15–20%. Темноцветные минералы представлены в основном биотитом (до 15%), редко зеленым эгирином (с:Nr' = 0–5°), образующим единичные длиннопризматические кристаллы и их сростки. На отдельных участках содержание кварца в породах возрастает до 30%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, пиритом, халькопиритом, сфалеритом и флюоритом.

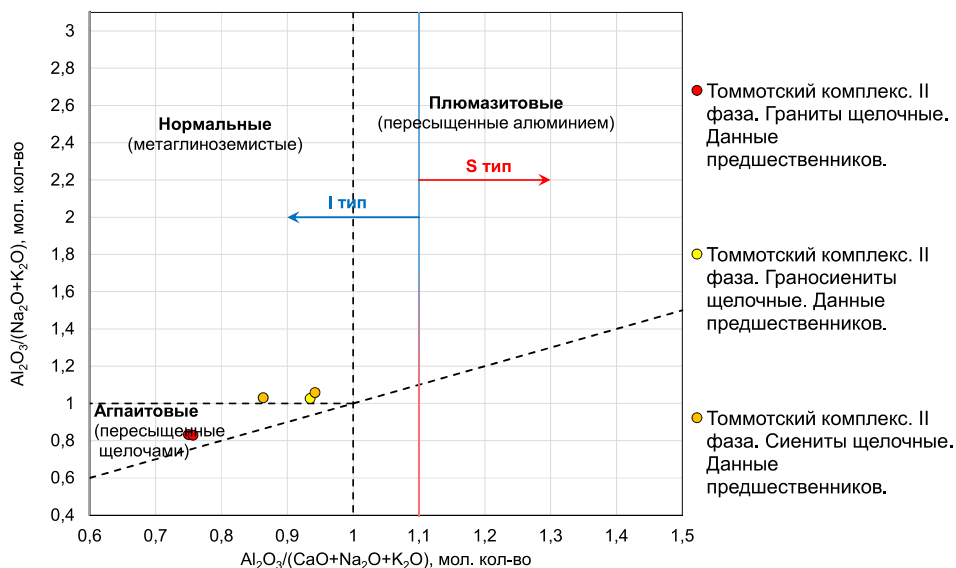
В зонах тектонических нарушений щелочные сиениты и граносиениты катаклазированы, окварцованы, рассланцованы, разгнейсованы, преобразованы в бластокатаклазиты и кварц-полевошпатовые метасоматиты с реликтовыми бластопорфировыми структурами и гранобластовыми структурами и реликтами микроклин или ортоклаз-пертита, биотита и эгирина. В щелочных граносиенитах наблюдается замещение калиевого полевого шпата кварцем вплоть до образования метасоматитов микроклин-кварцевого и альбит-микроклин-кварцевого состава [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

*Граниты щелочные (Еу)* – светло-серые мелко-среднезернистые и средне-крупнозернистые (до 0,5–1 мм) породы с полосчатыми гнейсовидными текстурами, выраженными параллельной ориентировкой темноцветных минералов, и гипидиоморфнозернистой или аллотриоморфнозернистой, обычно равнозернистой структурой. Главными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат (ортоклаз и микроклин), кварц и кислый плагиоклаз, содержащийся в породах в количестве от 5 до 20% при примерно равных соотношениях калиевого полевого шпата и кварца. Характерной особенностью пород является изометричная форма выделений салических минералов, напоминающая гранобластовые структуры метасоматических и метаморфических пород. Темноцветные минералы (около 10%) представлены бурым акмитом, реже – зеленым эгирином, по которым развивается темно-синий щелочной амфибол рибекитового ряда. Они образуют линейные скопления причудливой формы, к которым приурочены многочисленные скопления акцессорных сфена, циркона, апатита и редкоземельных минералов – монацита, ксенотима, чевкинита, иттриалита, гадолинита, фергусонита, пирохлора и др. [Трунилина и др., 1988ф].

Для катаклазированных и метасоматически измененных щелочных гранитов характерны такситовые текстуры с чередованием меланократовых и лейкократовых полос и гранобластовые и бластокатакластические структуры. В альбититах структура гранобластовая, порфириобластовая, со скоплениями скелетных выделений эгирина и щелочных амфиболов, содержащих включе-

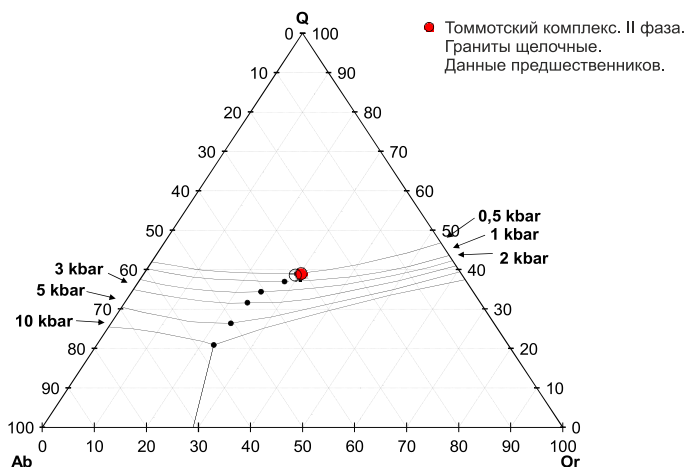
ния циркона, топаза и редкоземельных минералов, преимущественно чевкинита [Трунилина и др., 1988ф].

По химическому составу щелочные граниты на диаграмме щелочности–кремнекислотности лежат в поле умереннощелочных лейкогранитов, щелочные граносиениты – в поле щелочных гранитов, а щелочные сиениты – в поле щелочных сиенитов (рис. 40). Все породы второй фазы комплекса высококальциевые, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым (рис. 41), высоко и весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 1,4 до 4,4. Коэффициент фракционирования  $Kф = 76,5–97,8$ . Степень окисленности железа  $F = 0,4–0,8$ . Породы с содержаниями  $Na_2O = 4,3–6,4\%$ ,  $K_2O = 4,1–5,8\%$  и общей щелочностью  $8,4–12,1\%$ . По отношению алюминия к сумме щелочей щелочные граниты являются агпайтовыми (рис. 46). Породы второй фазы преимущественно принадлежат к щелочной петрохимической серии (рис. 44). По нормативному составу, пересчитанному по методу CIPW, щелочные граниты содержат акмит  $ac = 9\%$ , диопсид  $di = 2–3\%$  и являются эгирин-нормативными агпайтовыми гранитами. Щелочные сиениты и щелочные граносиениты содержат нормативный диопсид  $di = 2–6\%$  и относятся к диопсид-нормативным умеренноглиноземистым сиенитам и граносиенитам (табл. 3 в DB\DOPM\Магматизм). По соотношению нормативного кварца, ортоклаза и альбита, щелочные граниты кристаллизовались в условиях котектического температурного минимума при давлении около 0,5 кбар (рис. 47).



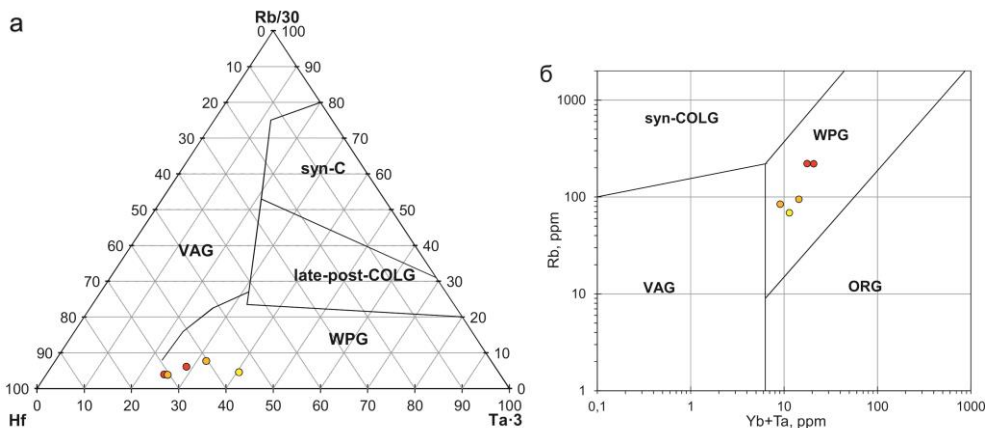
**Рис. 46.** Диаграмма в координатах  $A/NK (Al_2O_3/Na_2O + K_2O)$  и  $A/CNK (Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O)$  в молекулярных количествах для разделения гранитоидов по типам пород [Maniarg and Piccoli, 1989].

Данные взяты из табл. 3 в DB\DOPM\Магматизм.



**Рис. 47.** Тройная диаграмма  $\text{SiO}_2$  (кварц)- $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  (ортоклаз)- $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  (альбит)- $\text{H}_2\text{O}$  (вода) как функция давления с нанесенными котектическими и эвтектическими линиями. Черные точки – температурные минимумы.

Данные взяты из табл. 3 в DB\ДОПМ\Магматизм.



- Томмотский комплекс. II фаза. Граниты щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. II фаза. Граносиениты щелочные. Данные предшественников.
- Томмотский комплекс. II фаза. Сиениты щелочные. Данные предшественников.

**Рис. 48.** Дискриминационные диаграммы для магматических образований второй фазы томмотского комплекса:

*a* – дискриминационная диаграмма  $\text{Rb}/30\text{-Hf-}3\text{-Ta}$  для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных; VAG – вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийонных; late-post-COLG – поздне- и постколлизийонных; *b* – дискриминационная диаграмма  $\text{Rb, Yb, Ta}$  [Pearce, Harris, Tindle, 1984]: поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийонные граниты. Данные взяты из табл. 3 в DB\ДОПМ\Магматизм.

Данные микроэлементного анализа пород второй фазы комплекса и анализ распределения  $\text{Rb, Yb, Ta}$  между главными типами гранитоидов, показывают на дискриминационных диаграммах [Pearce, Harris, Tindle, 1984] принадлеж-

ность пород к внутриплитным образованиям. По распределению Rb, Hf и Ta на треугольной дискриминационной диаграмме для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1984] породы второй фазы комплекса также являются внутриплитными образованиями (рис. 48).

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения пород второй фазы комплекса имеют крутой положительный наклон, породы сильно обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 8,29-30,77$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 3,10-8,78$ ;  $Gd/Yb = 1,89-3,10$ ). Породы очень сильно обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 390,17-764,21$  ppm сопоставима с сильно фракционированными внутриплитными гранитоидами с содержанием  $Rb = 342$  ppm ( $\Sigma REE = 628,25$  ppm [Velikoslavinskii, 2003]). Распределение имеет отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,36-0,91$ ) (рис. 49, а).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 49, б) у пород второй фазы комплекса наблюдается очень сильное обогащение крупноионными литофильными и высокозарядными элементами с максимумами по Nb-Ta, с сильной отрицательной аномалией по Ba, Sr, P и Ti и сильной положительной по Zr, Hf. По всей видимости, отрицательные аномалии связаны с фракционированием полевых шпатов, плагиоклаза, аппатита и титанистых минералов в восстановительных условиях. Аномально высокие содержания  $Zr = 1648-4176$  ppm,  $Nb = 75-296$  ppm, высокое суммарное содержание REE при незначительном содержании  $Rb = 84,1-221$  ppm говорит о принадлежности пород к А-типу гранитоидов и изначально обогащенном источнике пород. Образование пород происходило в континентальных зонах растяжения.

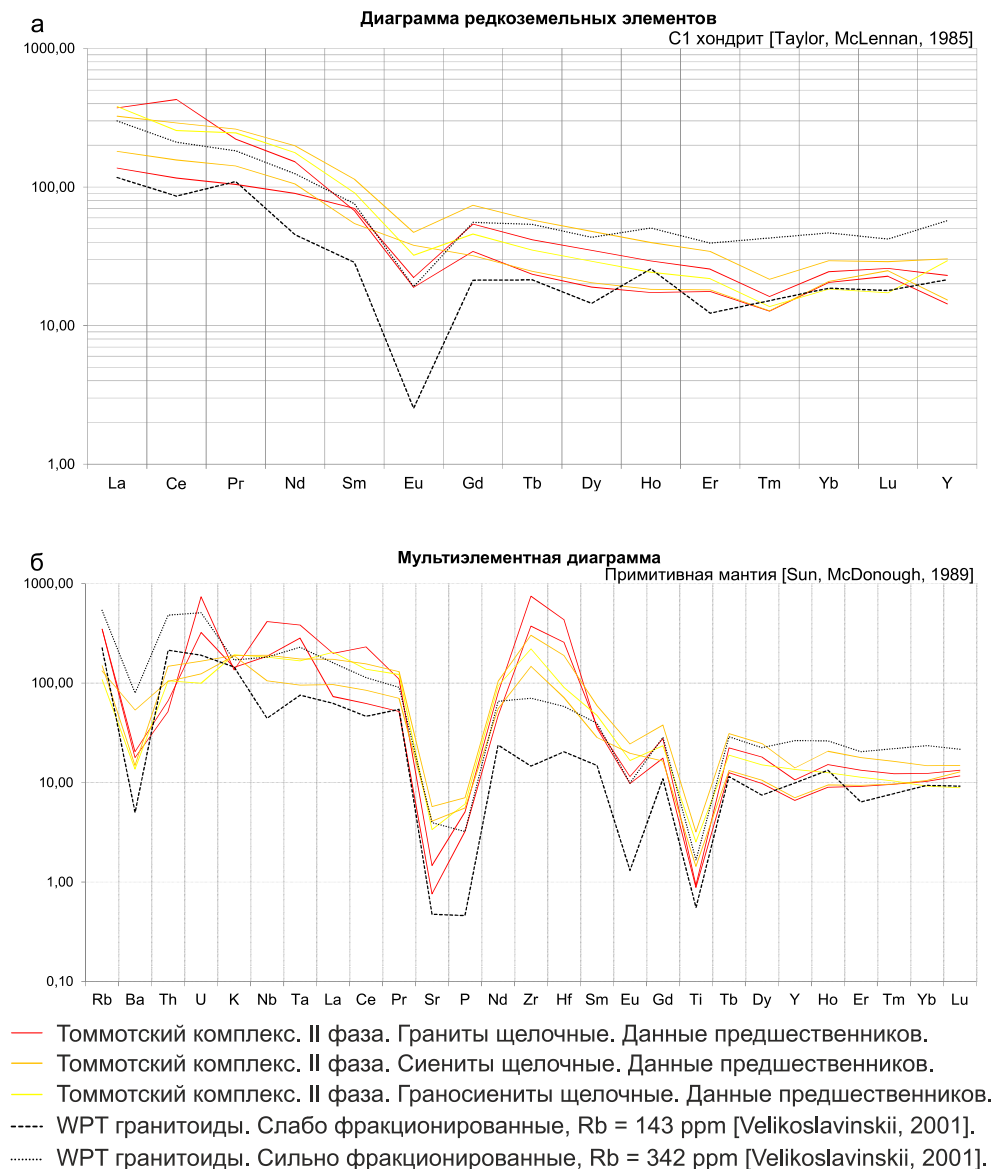
Породы второй фазы комплекса принадлежат к щелочногранитовому (аппаитовому) и сиенитовому формационному типу магматических пород малых тел и даек, характерному для рифтогенных структур в пределах молодых платформ и горячих точек [Короновский и др., 2011; Основы геодинамического анализа ... , 1997; Фролова, 1997]. Развитие контрастных формаций, состоящих из субщелочных и щелочных базальтов и щелочных кислых пород (отражающих развитие внутрикоровых очагов), присутствие щелочно-ультраосновных пород говорит о зрелой стадии рифтогенеза [Попов, 2017].

По величине кларков концентрации щелочные сиениты и граносиениты геохимически специализированы на Zr, Hf, Nb, редкие земли, Mo и Sc и металлогенически – на Zr, Hf и редкоземельные элементы [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Щелочные сиениты, граносиениты и щелочные граниты второй фазы комплекса закономерно наследуют геохимическую специализацию габброидов и ультрамафитов первой фазы на тяжелые литофильные и редкоземельные элементы с образованием их промышленных концентраций в наиболее кислых дифференциатах [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

По составу, фазовым и фаціальным соотношениям пород, а также их петрогеохимическим особенностям, образования томмотского комплекса сопоставимы с интрузивами повышенной щелочности, возникающими на периферии рифтогенных структур в зонах долгоживущих разломов глубинного заложения [Лейер и др., 1993; Магматические горные породы, 1983; Магматические горные породы, 1984; Магматические горные породы, 1987; Магматические горные породы, 1988]. Их формирование связано с образованием в ран-

некаменноугольное–пермское время рифтовой структуры [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020], в пределах которой шло накопление вулканогенных и вулканогенно-кремнистых осадков верхнемоглохской толщи, сопровождавшееся внедрением интрузивных тел намысахского комплекса.



**Рис. 49. Диаграммы для магматических образований второй фазы томмотского комплекса:**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *b* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 3 в DB\ДОПМ\Магматизм.



Согласно данным датирования U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», возраст умереннощелочного габбро первой фазы –  $288 \pm 1,4$  млн лет, щелочных сиенитов второй фазы –  $284 \pm 2$  млн лет [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Полученные определения дают основание принимать возраст пород томмотского комплекса раннепермским.

## РАННЕ-СРЕДНЕЮРСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Распространены в юго-восточной части листа в пределах Нагонджинской СФПЗ Туостахской СФЗ в составе Селеннях-Омулевской СФО и представлены кюрюеляхским плутоническим комплексом перидотит-пироксенит-монцогаббровым (рис. 50).

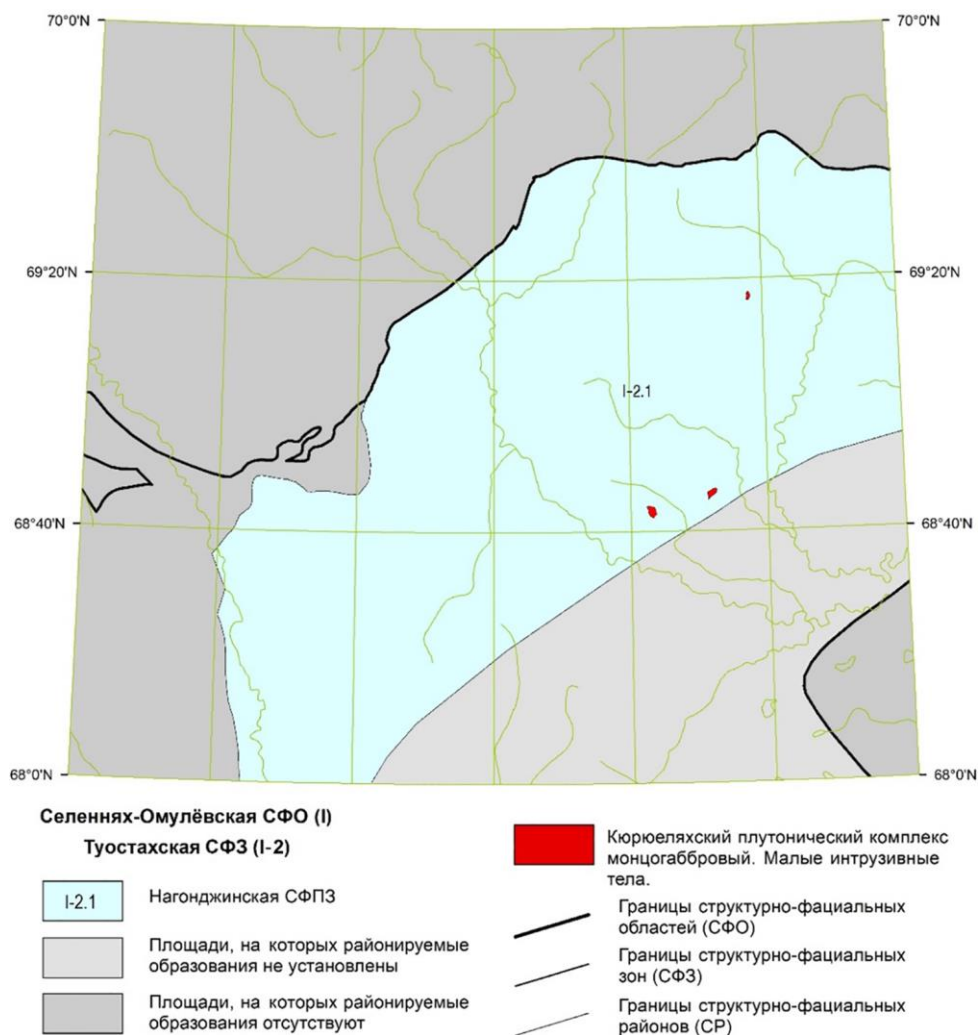


Рис. 50. Схема размещения ранне-среднеюрских магматических образований.

**Кюрюеляхский плутонический комплекс перидотит-пироксенит-монцогаббровый** ( $\nu\sigma, \nu, \mu\nu J_{1-2}kr$ ) распространен в юго-восточной части исследуемой территории в бассейне р. Жёлтая и правых истоках р. Нонгондя. Комплекс объединяет в своем составе три массива – Кюрюеляхский, Бурханский и Ниргиэровский, в строении которых принимают участие средние, основные и ультраосновные породы нормальной и повышенной щелочности – от перидотитов и пироксенитов до монцогаббро, габбро, габбродiorитов, монцодиоритов и монцонитов. Комплекс выделен Е. В. Афанасьевой при составлении и подготовке к изданию комплекта Гостгеолкарты-200/2 листов R-54-XXIX, XXX в 2019 г. Петротипом является Кюрюеляхский массив, в котором наблюдаются все перечисленные разновидности пород, а также их соотношения [Мальшева, Афанасьева, 2019ф].

Кюрюеляхский массив площадью около 1 км<sup>2</sup> расположен на правом берегу р. Кюрюелях. Интрузив представляет собой пластинообразное тело, ориентированное субмеридионально и полого погружающееся на восток субсогласно с вмещающими породами. Его протяженность составляет около 1,5 км, максимальная ширина – 700 м, мощность не превышает 200 м. Интрузив разделен на отдельные тектонические блоки серией разрывных нарушений северо-западной ориентировки. Восточная и центральная части массива сложены преимущественно пироксенитами, к западу и юго-западу сменяющимися монцогаббро, монцонитами и монцодиоритами. В южной части тела наблюдается небольшой выход перидотитов (верлитов), вероятно, связанных с пироксенитами постепенными переходами. Между перечисленными разновидностями пород наблюдаются фациальные переходы, как с резкой, так и с постепенной сменой состава. Среди пироксенитов установлены шпиры и линзы, обогащенные титаномагнетитом, содержание которого варьирует от 2–10 до 30 %, а в пироксенитах и горнблендитах спорадически наблюдается вкрапленность пирита и халькопирита. В западной части массива среди габброидов наблюдаются редкие жилы и линзы габбро с пегматоидной структурой мощностью до 0,15 м и маломощные (до 0,1–0,2 м) жильные тела относительно лейкократовых пород, состав которых отвечает монцодиоритам и монцонитам. Вмещающие карбонатно-терригенные породы тарынг-юряхской и волчинской объединенных свит в экзоконтактах массива мраморизованы и ороговикованы, в южной части тела – скарнированы. Ширина контактового ореола в западном экзоконтакте составляет первые десятки метров, в восточном – первые сотни метров [Мальшева, Афанасьева, 2019ф].

Бурханский массив (рис. 32, № 84) площадью около 2 км<sup>2</sup> разобщен на серию линзообразных тектонических блоков северо-восточного простирания. Блоки сложены преимущественно ультраосновными породами – перидотитами и пироксенитами. В западной части массива распространены пироксениты, габбро-пироксениты, перидотиты и амфиболизированные габбро, в восточной преобладают перидотиты. В тектонических зонах породы интрузива преобразованы в серпентин-карбонатные, карбонат-амфибол-эпидотовые, тальк-серицит-плаггиоклаз-хлоритовые и амфиболовые сланцы. Предположительно, в подошве тела распространены перидотиты, серпентинизированные и рассланцованные. На отдельных участках среди ультраосновных пород наблюдается редкая вкрапленность титаномагнетита, хромита, пирротина,

пирита. В массиве фиксируется первичная расслоенность, выраженная сменной ультраосновных пород основными по направлению от подошвы к кровле, а также выделены многочисленные петрографические разновидности ультрамафитов и габброидов [Малышева, Афанасьева, 2019ф; Казакова, Данилов, 2017ф].

Ниргиэрский массив (рис. 32, № 77) площадью, 3,5 км<sup>2</sup> расположен на правом берегу р. Жёлтая. Массив сложен основными и средними породами нормальной и повышенной щелочности – габбродиоритами, габбро, диоритами, монцодиоритами, монцонитами и монцогаббро с постепенными переходами, не выраженные в масштабе карты. В южной и юго-западной частях массива в целом преобладают монцониты и монцодиориты, в северной и восточной – габбро, монцогаббро, габбродиориты и диориты. Интрузив разобъединен на отдельные блоки и в целом представляет собой пластинообразное тело с общим падением в южном направлении.

Между основными ультрамафитами и породами основного состава, а также между габброидами, габбродиоритами, диоритами, монцодиоритами и монцонитами наблюдаются постепенные переходы. Ввиду небольшого размера тел фациальные разновидности пород по условиям масштаба не отражены на карте.

*Перидотиты* (vσ) – мелкозернистые массивные темно-зеленовато-серые и черные породы с панидиоморфнозернистой, с элементами пойкилитовой структурой, образованы округлыми выделениями серпентинизированного оливина размером от 0,2–0,5 до 0,7–1,5 мм, иногда до 3 мм, образующими скопления. По границам зерен оливина развивается серпентин, иногда тальк. Часто оливин насыщен пылевидной вкрапленностью магнетита, образовавшегося в процессе серпентинизации. Промежутки между скоплениями оливина выполнены крупными (3–5 мм) ксеноморфными выделениями трещиноватого бледно-розового титанавгита, по которому в породах Бурханского массива развивается оранжево-коричневый щелочной амфибол керсутитового ряда, в свою очередь замещающийся зеленоватым амфиболом актинолитового ряда. В пироксене наблюдаются пойкилитовые включения оливина и, иногда, апатита [Малышева, Афанасьева, 2019ф]. По текстурно-структурным особенностям перидотиты являются кумулюсными образованиями.

*Пироксениты и горнблендиты* (v) – темно-зеленовато-черные, черные массивные крупнокристаллические породы, распространенные в Кюрюеляхском и Бурханском массивах. Пироксениты с панидиоморфнозернистой структурой состоят из идиоморфных призматических кристаллов моноклинного пироксена размером от 0,7–1 до 2–3 мм, промежутки между которыми выполнены агрегатом вторичных минералов – хлорита, актинолита, цоизита, и калиевым полевым шпатом. В пироксене содержатся включения мелких (0,2–0,5 мм) табличек плагиоклаза. Распределение минералов в породе неравномерное, наблюдаются участки, сложенные преимущественно пироксеном, и участки, сложенные вторичными минералами с реликтами табличек плагиоклаза. Для пород характерны обильные включения магнетита и апатита (до 10 % объема породы), а также сфена. В пегматоидных разновидностях пород, переходных к горнблендитам, пироксен образует пойкилитовые включения в очень крупных ксеноморфных выделениях роговой обманки. Рудные

пироксениты обогащены титаномагнетитом, содержание которого варьирует от 5 до 30%. В Бурханском массиве пироксен представлен титан-авгитом, по периферии замещается зеленоватым и голубовато-зеленоватым амфиболом актинолитового ряда. В Кюрюеляхском массиве пироксен по составу отвечает авггиту, реже титан-авггиту, по периферии часто замещается зеленоватым диопсидом и эгирин-диопсидом, часто имеет зональное строение. По нему развивается буро-зеленая роговая обманка, образующая идиоморфные кристаллы с зональным строением.

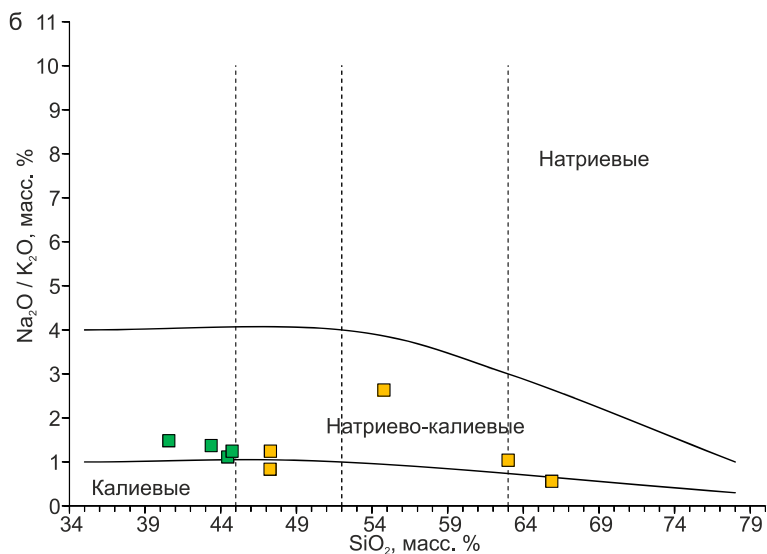
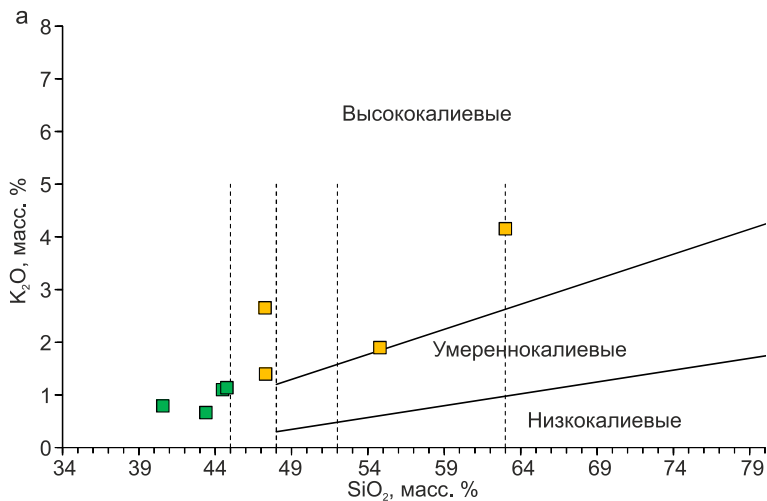
В минералах из пород подошвенных частей массивов хорошо заметны следы давления и катаклаза, что может служить подтверждением аллохтонного залегания интрузивов. Слюдистые рудные пироксениты Кюрюеляхского массива неравномернозернистые (от 0,2–0,5 до 3–5 мм) породы с панидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой, сложенные призматическими выделениями моноклинного пироксена, промежутки между которыми выполнены крупными (2–5 мм) ксеноморфными выделениями буро-зеленой роговой обманки и оранжево-коричневого биотита. В роговой обманке наблюдаются пойкилитовые включения пироксена и магнетита, в пироксене – многочисленные включения магнетита и, редко, серпентинизированного оливина. Иногда в интерстициях наблюдается ксеноморфный сфен. Содержание амфибола в породе составляет 10–15%, слюды – до 25%, магнетита – 15–20%.

Горнблендиты, распространенные в Кюрюеляхском массиве, – крупнокристаллические зеленовато-черные массивные породы, состоящие из разноразмерных, преимущественно крупных (2–5 мм) субидиоморфных и идиоморфных длиннопризматических кристаллов буро-зеленой роговой обманки с зональной окраской и двойниковым строением, интерстиции между которыми выполнены сильно измененным плагиоклазом. В роговой обманке наблюдаются реликты моноклинного пироксена, по составу отвечающего авггиту. Во всех минералах наблюдаются ксеноморфные и изометричные включения магнетита размером до 0,5 мм и включения идиоморфных кристалликов апатита диаметром 0,1–0,15 мм и сфена размером до 0,3 мм [Малышева, Афанасьева, 2019ф]. По текстурно-структурным особенностям, пироксениты и горнблендиты имеют кумулюсную природу образования.

*Монцогаббро, габбро, габбродиориты, монцодиориты и монзониты* ( $\mu\nu$ ), распространенные в Кюрюеляхском и Ниргиэрском массивах серые, темно-серые среднезернистые породы, нередко такситовые, с призматическизернистой (субофитовой), с элементами пойкилитовой и оксиофитовой структурой. Они состоят из беспорядочно расположенных таблитчатых идиоморфных кристаллов плагиоклаза и их скоплений, промежутки между которыми выполнены призматическими, нередко идиоморфными выделениями зеленобурого, бурого, зеленовато-коричневого амфибола с включениями плагиоклаза и магнетита, реже апатита. Гексагональные идиоморфные выделения амфибола со следами опацификации в виде кайм. Иногда в породах наблюдается моноклинный пироксен, обычно в виде реликтов в амфиболе. Амфибол замещается сине-зеленым амфиболом и биотитом. Плагиоклаз характеризуется сложной полициклической зональностью и сложным двойникованием, представлен лабрадором и андезином. В интерстициях наблюдаются ксеноморфные калиевый полевой шпат и кварц. Кроме перечисленных разновидностей,



повышенной кремнекислотности и щелочности (рис. 51). Все породы комплекса высококалиевые, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым (рис. 52). Для ультрабазитов характерна низкая глиноземистость, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 0,3 до 0,5. Основные породы умеренноглиноземистые:  $al'$  от 0,7 до 1,1. Для пород повышенной кремнекислотности и щелочности характерна весьма высокая глиноземистость:  $al'$  от 1,9 до 9,5.

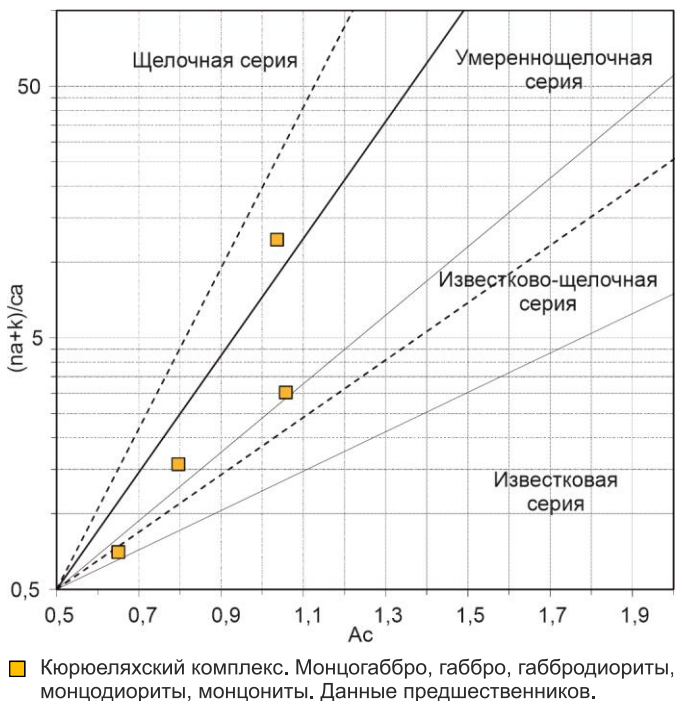


- Кюрюеляхский комплекс. Монцогаббро, габбро, габбродиориты, монцодиориты, монцониты. Данные предшественников.
- Кюрюеляхский комплекс. Пироксениты, горнблендиты. Данные предшественников.

**Рис. 52. Диаграммы для ранне-среднеюрских магматических образований:**

$a$  – диаграмма разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства;  $b$  – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008]. Данные взяты из табл. 4 в ДВ\ДОРМ\Магматизм.

Коэффициент магнезиальности для ультраосновных пород  $Mg\# = 0,78-0,81$ , для основных –  $Mg\# = 0,70-0,43$ . Коэффициент фракционирования для ультраосновных  $Kф = 30,0-33,9$ , для основных  $Kф = 44,2-71,0$ . Степень окисленности железа для всех пород  $F = 0,4-0,6$ . Перидотиты с содержаниями  $Mg = 23,6-28,9\%$ ,  $Ti = 2,1-2,5\%$ . Пироксениты и горнблендиты содержат  $Mg = 8,0-9,9\%$ ,  $Ti = 0,7-0,8\%$  и  $CaO = 12,8-18,5\%$ . Средние породы с содержаниями  $Mg = 11,6-6,4\%$ ,  $Ti = 1,2-3,6\%$ ,  $Na_2O = 1,7-3,8\%$ ,  $K_2O = 0,1-0,9\%$  и общей щелочностью  $2,8-4,9\%$ . Породы комплекса преимущественно принадлежат к умереннощелочной, щелочной петрохимическим сериям (рис. 53).

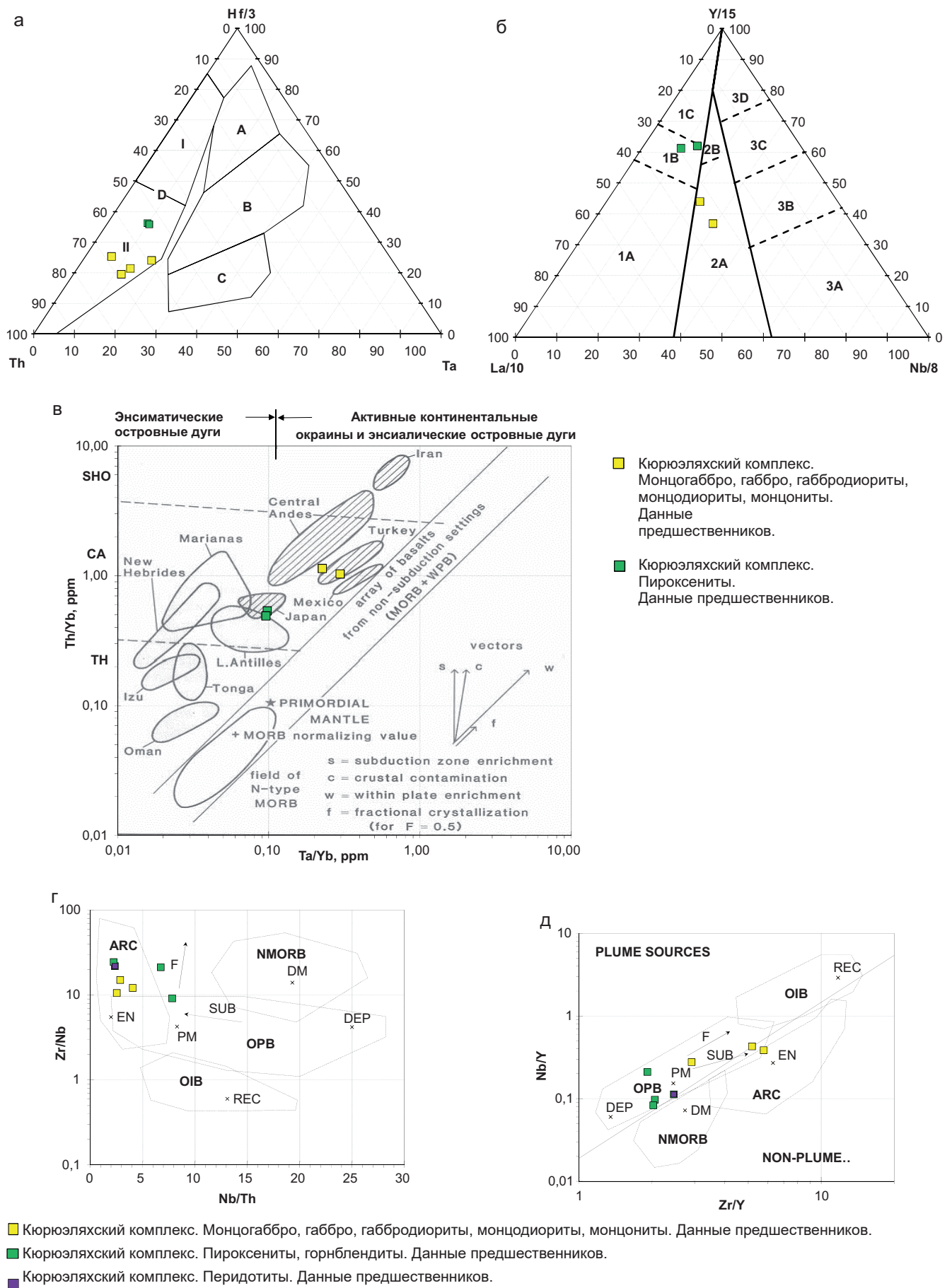


**Рис. 53. Петрохимическая диаграмма  $(Na + K) / Ca - Ac$  [Практическая ... , 2017] для ранне-среднеюрских магматических образований.**

Данные взяты из табл. 4 в DB\ДОПМ\Магматизм.

По нормативному составу, пересчитанному по методу CIPW, средние породы преимущественно содержат гиперстен и оливин  $hy = 1-14\%$ ,  $ol = 2-18\%$ , в некоторых недосыщенных кремнекислотой разностях встречается нормативный нефелин  $ne = 1-3\%$ . Породы по степени насыщения кремнеземом являются оливин-толеитовыми и, реже, щелочными оливиновыми габбро (табл. 4 в DB\ДОПМ\Магматизм).

Данные микроэлементного анализа базитов комплекса, нанесенные на тройные дискриминационные диаграммы, по содержаниям немобильных высокозарядных элементов Th-Hf-Ta породы являются надсубдукционными



**Рис. 54. Дискриминационные диаграммы для базальтоидов ранне-среднеюрских магматических образований.**

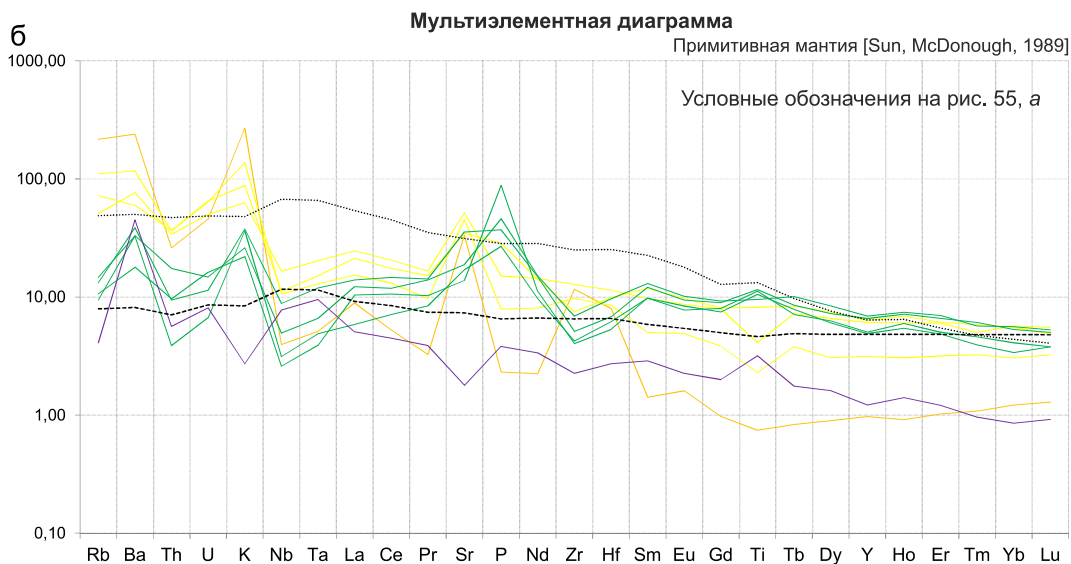
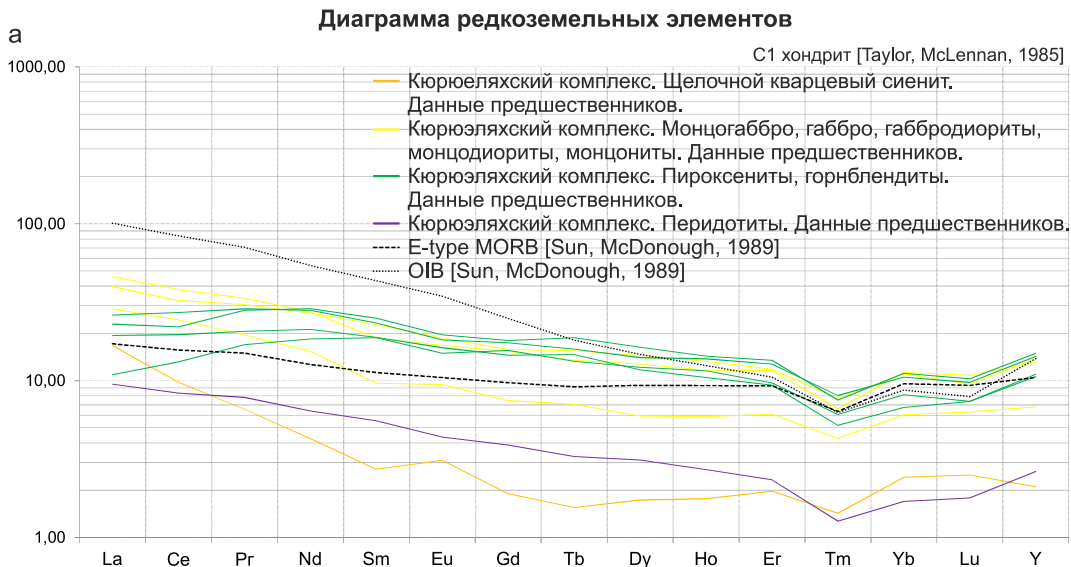
*а* – Дискриминационная диаграмма с использованием содержаний редких и редкоземельных элементов для базальтов  $T - Hf/3 - Ta$ ; поля: А – N-тип MORB; В – E-тип MORB и WPT (внутриплитные толеиты); С – WPAB (внутриплитные щелочные базальты); D – VAB (базальты вулканических дуг): D-I – IAT (толеиты островных дуг), D-II – CAB (известково-щелочные базальты) [Wood, 1980]; *б* – дискриминационная диаграмма  $La - Y - Nb$  для базальтов: 1 – базальты вулканических дуг (1A – известково-щелочные базальты; 1C – островодужные толеиты; 1B – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты; 2B – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3A – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3B, 3C – E-тип MORB; 3B – обогащенные; 3C – слабо обогащенные; 3D – N-тип MORB [Cabanis, Lecolle, 1989]; *в* – дискриминационная диаграмма  $Th/Yb - Ta/Yb$  для базальтов различных геодинамических обстановок. Векторы показывают влияние следующих факторов: внутриплитного обогащения литофильными элементами (w), коровой контоминации (c), фракционной кристаллизации (f). [Pearse, 1983]; *г*, *д* – диаграммы, показывающие состав мантии и ее компонентов, составы базальтов из различных геодинамических условий:  $Nb/Th - Zr/Nb$  (г) и  $Zr/Y - Nb/Y$  (д). Стрелки указывают на эффекты частичного плавления (F) и субдукции (SUB). OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов. NMORB – нормальные базальты океанических хребтов, ARC – вулканические дуги. DEP – сильно деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, REC – переработанный мантийный компонент, DM – слабо деплетированная мантия, EN – обогащенный мантийный компонент [Condie, 2005]. Данные взяты из табл. 2, 3 в DB/DOPM/Магматизм.



образованиями (рис. 54, а). На дискриминационной диаграмме La–Y–Nb для базальтов пироксениты попадают в поле островодужных известково-щелочных базальтов, габбро – континентальных базальтов (рис. 54, б). Породы комплекса по Th/Yb и Ta/Yb отношениям являются известково-щелочными надсубдукционными образованиями энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 54, в). На диаграммах Nb/Th, Zr/Nb, Zr/Y и Nb/Y отношений наблюдаются, с одной стороны, признаки надсубдукционного магматизма по Nb/Th, Zr/Nb отношениям, с другой стороны изначально высокие содержания Y в породах (для основных и ультраосновных пород Y = 19–31,3 ppm, содержания итрия для EMORB Y = 22 ppm, а для OIB Y = 29 ppm [Sun, McDonough, 1989]) смещают составы пород на диаграмме Zr/Y и Nb/Y в сторону базальтов океанических плато, из чего можно сделать вывод об обогащенном мантийном источнике в супрасубдукционных условиях (рис. 54, в).

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения перидотитов имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb = 8,29). Тренд распределения ровный (La/Sm = 2,72; Gd/Yb = 2,83), общая сумма редких земель  $\Sigma\text{REE} = 28,20$  ppm. Спектры распределения пироксенитов и горнблендитов имеют слабый положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb = 1,99–4,27). Тренд распределения относительно ровный (La/Sm = 0,72–1,98; Gd/Yb = 2,00–2,66). Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma\text{REE} = 76,86$ – $115,73$  ppm выше, чем у EMORB ( $\Sigma\text{REE} = 71,09$  ppm [Sun, McDonough, 1989]). Для средних пород спектры распределения имеют слабый положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb = 6,04–7,97), в целом выше, чем у ультраосновных пород. Тренд распределения слегка выполаживается к тяжелым РЗЭ (La/Sm = 2,78–4,73; Gd/Yb = 1,52–1,77).

Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель, как и у пироксенитов и горнблендитов ( $\Sigma\text{REE} = 73,67$ – $128,53$  ppm) выше, чем у EMORB ( $\Sigma\text{REE} = 71,09$  ppm [Sun, McDonough, 1989]). Распределения имеют легкие вариации европиевой аномалии (Eu/Eu\* = 0,87–1,11). Для пород повышенной кремнекислотности и щелочности (кварцевые сиениты) спектр распределения имеет положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb = 10,20). Тренд распределения имеет деплетированность по промежуточным редким землям (La/Sm = 9,71; Gd/Yb = 0,97), по всей видимости, связанную с фракционированием роговой обманки [Склярков и др., 2001]. Кварцевые сиениты с низким содержанием РЗЭ, общая сумма редких земель, как и у перидотитов ( $\Sigma\text{REE} = 27,45$  ppm), распределение имеет легкую положительную европиевую аномалию (Eu/Eu\* = 1,36). В целом тренды распределения РЗЭ средних ультрамафитов и средних пород лежат выше и имеют более крутой положительный наклон, чем у тренда распределения РЗЭ базальтов типа E-MORB. Относительно тренда распределения внутриплитных базальтов, тренды пород комплекса расположены ниже и имеют меньший положительный наклон (рис. 55, а).



**Рис. 55. Диаграммы для магматических образований кюрюляхского комплекса.**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 4 в ДВ\ДОПМ\Магматизм.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 55, б) перидотиты комплекса имеют распределение элементов и относительно ровный спектр распределения с легким обогащением пород элементами с увеличением степени их некогерентности. Распределение с характерной положительной аномалией по Ba,

легкой положительной по Nb-Ta и Ti, также проявлена отрицательная аномалия по Sr. По всей видимости, положительные аномалии связаны с куммулятивным происхождением перидотитов (округлые зерна оливина сцементированы более поздним титанавгитом), отрицательная аномалия по стронцию также связана с удалением из расплава плагиоклаза. Средние ультрамафиты по спектру на мультиэлементной диаграмме сопоставимы с базальтами типа E-MORB. Распределения имеют положительные аномалии по Ba, K, P, также связанные с накоплением полевых шпатов и аппатита. Легкая положительная аномалия Ti связана с кумулюсной роговой обманкой (идиоморфные выделения со следами опацизации в шлифах). Отрицательная Nb-Ta аномалия является признаком надсубдукционного источника пород. Средние породы на мультиэлементной диаграмме по крупноионным литофильным элементам имеют обогащение, сопоставимое с базальтами OIB, по высокозарядным элементам – с базальтами типа E-MORB. Распределение имеет характерные положительные аномалии по Ba, K и Sr, связанные с накоплением полевых шпатов и плагиоклаза в окислительных условиях (отсутствие Eu аномалии), отрицательная аномалия по Ti связана с удалением из расплава титанистых минералов. Отрицательная Nb-Ta аномалия также является признаком надсубдукционного источника пород. Кварцевые сиениты имеют немного отличный от средних пород тренд распределения: деплетированность высокозарядными элементами, более выраженная положительная аномалия по Sr. Наличие явной положительной аномалии по Zr и Hf приближает породы к внутриплитным образованиям при сохранении признаков надсубдукционного характера (Nb-Ta отрицательной аномалии).

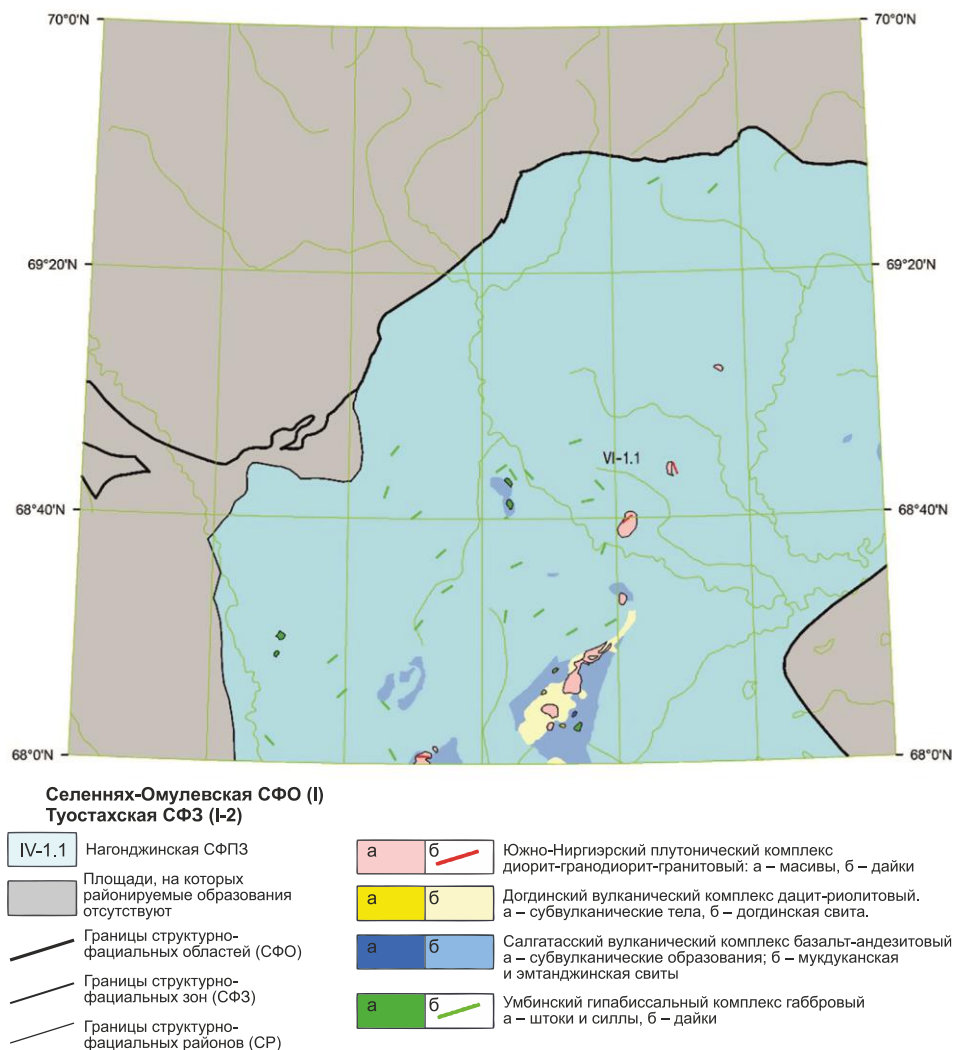
Высокое отношение  $Th/Ta = 1,63-5,83$  отличное от базальтов COX (0,25), что отражает пониженные содержания высокозарядных элементов, характерных для обстановок островных дуг [Фролова, 1997]. Учитывая рассмотренные геохимические признаки пород комплекса, можно сделать вывод, что формирование комплекса происходило в надсубдукционных условиях континентального растяжения в тылу вулканической дуги.

Учитывая специфическую ассоциацию пород, включающую перидотиты, пироксениты, габброиды нормального и умереннощелочного рядов и средние породы диорит-монцодиоритового состава, образования комплекса можно отнести к верлит-пироксенит-габбровому формационному типу (для ультраосновных пород и основных пород нормальной щелочности), характерному для оснований островодужных систем [Основы геодинамического анализа ... , 1997], а умереннощелочные основные и средние породы – к монцогаббро-монцонит-сиенитовому формационному типу магматических пород [Фролова, 1997], характерному для тыловых частей островодужных систем [Короновский и др., 2011; Основы геодинамического анализа ... , 1997].

Согласно данным датирования U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», возраст кварцевых амфиболовых монцодиоритов –  $177,3 \pm \pm 2,1$  млн лет и монцогаббро –  $169 \pm 1$  млн лет Кюрюеляхского массива [Малышева, Афанасьева, 2019ф]. Полученные определения дают основание принять возраст пород кюрюеляхского комплекса ранне-среднеюрским в пределах тоара-байоса.

## ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования этого возраста распространены в юго-восточной части территории листа в пределах Мекчерге-Томторской СФПЗ в составе Илиньтасской СФЗ Уяндино-Ясачненской СФО и представлены позднеюрскими образованиями умбинского гипабиссального комплекса габбрового, салгатасского вулканического комплекса базальт-андезитового, догдинского вулканического комплекса дацит-риолитового и раннемелового южно-ниргиэрского plutонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового (рис. 56).



**Рис. 56. Схема размещения позднеюрско-раннемеловых (берриасских) магматических образований.**

**Умбинский гипабиссальный комплекс габбровый** ( $v, v\beta, \beta, J_3u$ ). Образования комплекса распространены в пределах Томмотского горного массива, хр. Салга-Тас, южной части хр. Эстериктях-Тас и представлены серией небольших штокообразных тел габбро и дайками габбро, габбродолеритов, долеритов, прорывающих и метаморфизирующих юрские образования и более древние отложения. Комплекс выделен при составлении Легенды Яно-Инди-гирской серии, петротип не указан.

Относительно крупные штокообразные тела, показанные на карте, расположены на реках Чыбагалах, Хапгын (Калгын). Более мелкие штоки, не отраженные на карте по условиям масштаба, отмечаются на р. Агданья, в верховьях рек Олэнгнэх, Буор-Юрях, на правом берегу р. Иолтак, на левобережье р. Талынды, в бассейнах рек Инач и Себикчан.

Лево-Чыбагалахский шток (рис. 32, № 87) (нижнее течение р. Чыбагалах) представлен телом габбродолеритов площадью 0,8 км<sup>2</sup> неправильной серповидной формы. В плане линия контакта тела с вмещающими породами имеет извилистые контуры. Южный контакт интрузии имеет пологое погружение, в то время как восточный, северный и западный контакты круто падают под вмещающие породы [ГК-200, R-54-XXX, XXXI, 2015].

Наиболее изученным является Калгынский шток (рис. 32, № 71) (в бассейне р. Хапгын) площадью 2,5 км<sup>2</sup>, овальной в плане формы, с апофизой протяженностью до 1 км в южной части и крутопадающими (60–70°) в сторону вмещающих пород контактами, в восточной части отпрепарированными на глубину около 150 м. Массив сложен крупно- и среднезернистыми габбро, вблизи контактов – неравномернозернистыми, со шлировыми и шлирово-такситовыми текстурами. В западной, наиболее эродированной части массива наблюдаются дифференцированные (от лейкократовых до меланократовых) полосчатые габбро, а также мезократовые породы, близкие по составу к габ-бродиоритам [Петров, 2010ф]. Эндоконтактовая фация представлена средне-мелкозернистыми и мелкозернистыми габбро, образующими на местности дугообразную возвышенность шириной от 50 до 200 м, окаймляющую более крупнозернистые породы центральной части массива. В апикальной части тела установлены небольшие останцы кровли, представленные ороговикованными туфами и алевролитами мукдуканской и эмтанджинской свит позднерского возраста. Величина эрозионного среза не превышает 200 м [ГК-200, R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Дайки габбро, габбродолеритов и долеритов распространены в бассейнах рек Иолтах, Моголох, Талынды, Хапгын, в верховьях рек Севичан и Инач и представляют собой крутопадающие и субвертикальные тела мощностью от 1–15 до 100 м и протяженностью от 100–200 м до 3–5 км. Иногда они приурочены к разломам северо-восточного простирания. Дайки внедрены в палеозойские и реже в среднеюрские (не показаны на карте) образования.

Контактовые изменения вмещающих терригенных пород выражены в их ороговиковании, причем непосредственно у контактов породы превращены в кордиеритовые и амфибол-биотитовые роговики [ГК-200 R-54-XXXI, XXXII, 2015]. Вмещающие карбонатные породы мраморизованы и окварцованы с образованием в мраморах тонких параллельных волнисто-фестончатых прожилков [Петров, 2010ф].

*Габбро* ( $\nu$ ) макроскопически представляют собой крупно-, средне- и мелкозернистую породу зеленовато-серого, темно-серого, серого цвета. Текстура массивная, структура офитовая, пойкилоофитовая и габброофитовая. Состав породы: плагиоклаз (лабрадор  $Ap_{62-65}$ ) – 30–50% и моноклинный пироксен (авгит или диопсид-авгит) – 20–70%. Нередко в породах присутствует оливин (до 5–10%), замещенный хлоритом и серпентином. Интерстиции выполнены хлоритом (5–15%), магнетитом (около 5%, иногда до 10%), биотитом (до 5%), иногда – кварцем (0–5%). Акцессорные минералы – апатит, эпидот, рудный минерал. Пироксен замещается буро-зеленой роговой обманкой и хлоритом, плагиоклаз деанортитизирован (до  $Ap$  35–40), сосюритизирован. Постмагматические минералы – амфибол, хлорит, биотит, минералы эпидотцоизитовой группы, лейкоксен, карбонат, кварц [ГК R-200, R-54-XXXI, XXXII, 2015; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров, 2013ф].

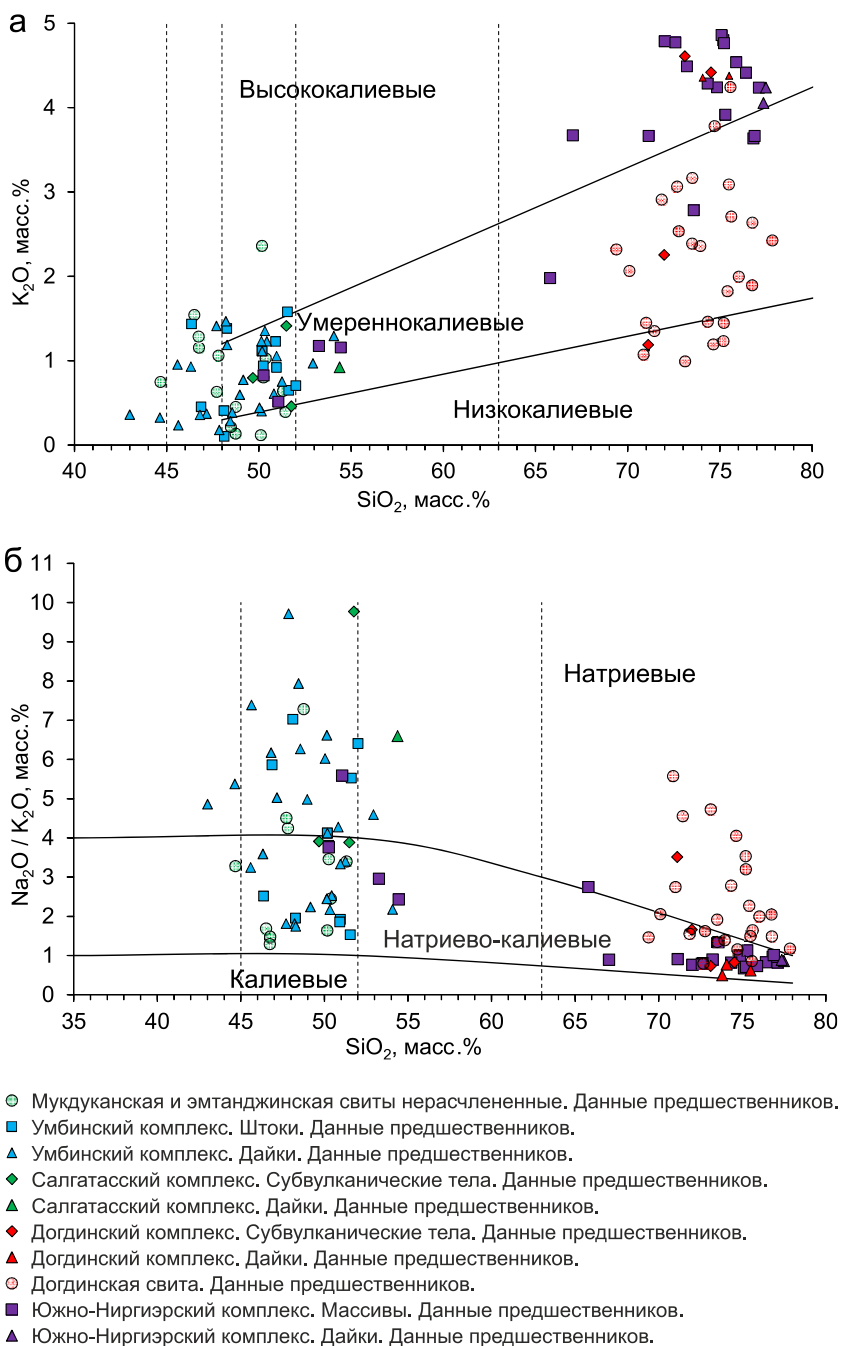
*Габбродолериты* ( $\nu\beta$ ) массивные темно-серые, зеленовато-серые средне- и мелкокристаллические, реже – средне-крупнокристаллические, в эндоконтактах – микро-мелкокристаллические породы с офитовой, пойкилоофитовой, габбро-офитовой иногда толеитовой структурой с размером кристаллов 0,2–3 мм, по составу аналогичные габбро. В них наблюдаются редкие миндалины округлой формы, размером до 2 мм, выполненные карбонатом [Петров, 2010ф]. Порода состоит из беспорядочно расположенных, удлинённых, таблитчатых кристаллов плагиоклаза (30–55%) между ксеноморфными зёрнами моноклинного пироксена (20–70%), иногда присутствует оливин (до 10%), иногда встречается стекло (1–2%). В некоторых случаях плагиоклаз образует вставки в зёрна пироксена. Акцессорные минералы – апатит, ортит, циркон, рудный минерал.

*Долериты* ( $\beta$ ) – породы темно-серого и зелено-серого цвета, массивной текстуры, мелкозернистой структуры состоят из беспорядочно расположенных мелких кристаллов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены пироксеном, роговой обманкой, хлоритом, карбонатом, рудным минералом [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 1963].

По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поле габбро и базальтов нормальной щелочности, наблюдаются подщелоченные разности – трахибазальты и монцогаббро (рис. 57). Породы являются низко- и умереннокалиевыми, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым и натриевым (рис. 58), умеренно глинозёмистые ( $al'$  от 0,8 до 1,5). Коэффициент магнезиальности  $Mg\# = 0,38–0,60$ . Коэффициент фракционирования  $Kf = 48,0–75,9$ . Степень окисленности железа  $F = 0,1–0,4$ . Породы с содержаниями  $MgO = 4,2–13,1\%$ ,  $TiO_2 = 0,8–7,3\%$ , и общей щелочностью 2,1–5,7%. На диаграмме AFM породы комплекса имеют преимущественно феннеровский тип накопления щелочей, но встречаются и породы известково-щелочной серии (рис. 59).

По нормативному составу габбро и габбродолериты содержат гиперстен  $hy = 3–22\%$  и оливин  $ol = 1–15\%$  и являются оливиновыми толеитовыми габбро и габродолеритами. Встречаются также разности слабо насыщенные кремнекислотой с содержанием только нормативного оливина  $ol$  до 22%, и сильно насыщенные кремнекислотой с содержанием только нормативного

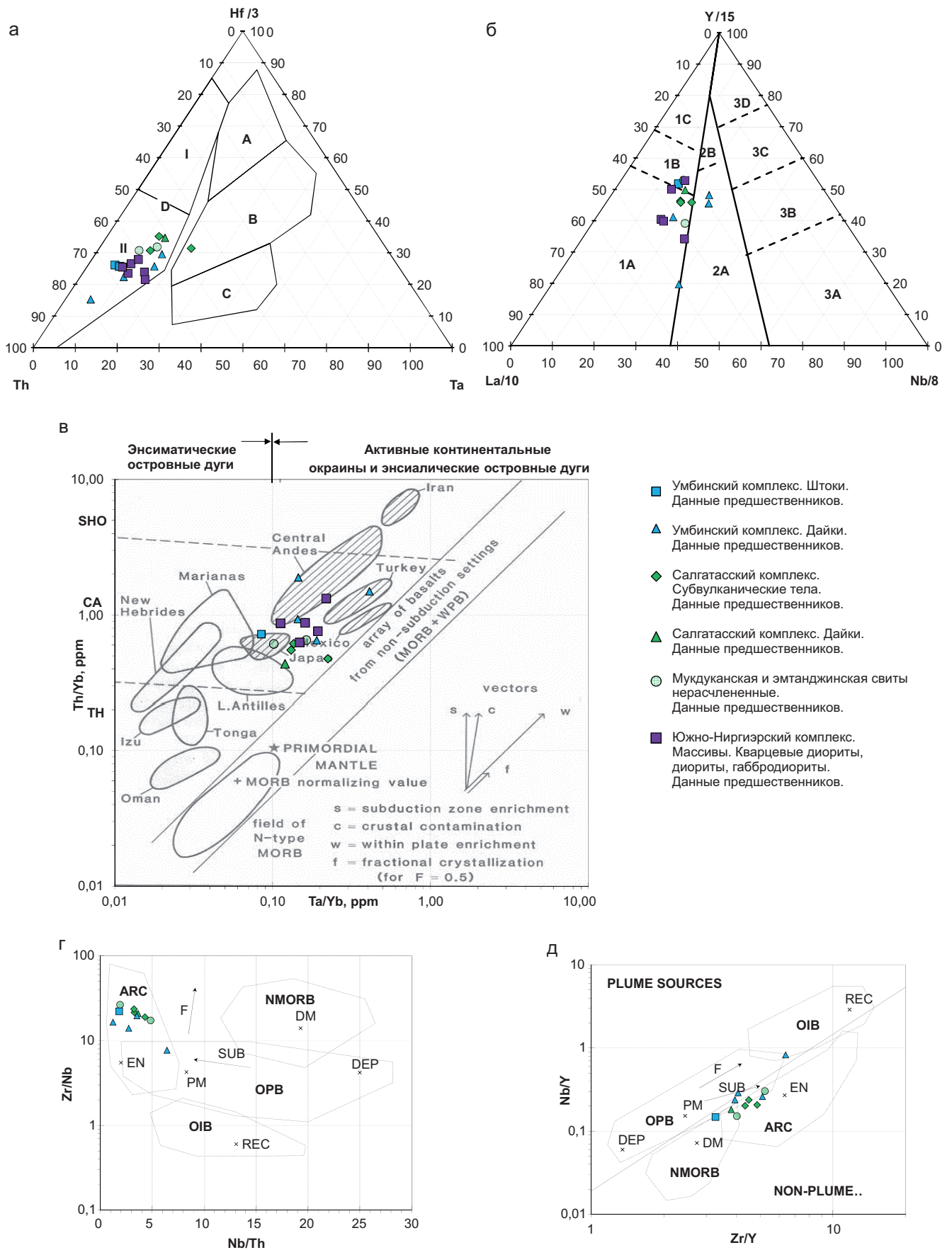




**Рис. 58. Диаграммы для позднеюрско-раннемеловых магматических образований.**

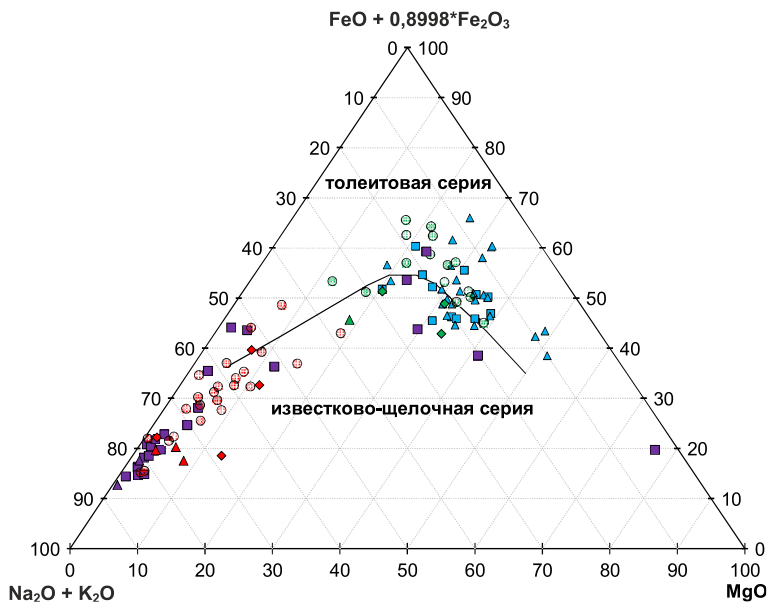
*а* – диаграмма разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства; *б* – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008]. Данные взяты из табл. 5–8 в DB\DOPM\Магматизм.





**Рис. 60. Дискриминационные диаграммы для базальтоидов позднеюрско-раннемеловых магматических образований.**

*а* – Дискриминационная диаграмма с использованием содержания редких и редкоземельных элементов для базальтов  $T - Hf/3 - Ta$ ; поля: А – N-тип MORB; В – E-тип MORB и WPT (внутриплитные толеиты); С – WPAB (внутриплитные щелочные базальты); D – VAB (базальты вулканических дуг): D-I – IAT (толеиты островных дуг), D-II – CAB (известково-щелочные базальты) [Wood, 1980]; *б* – дискриминационная диаграмма  $La - Y - Nb$  для базальтов: 1 – базальты вулканических дуг (1A – известково-щелочные базальты; 1C – островодужные толеиты; 1B – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты (2A – континентальные базальты; 2B – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3A – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3B, 3C – E-тип MORB; 3B – обогащенные; 3C – слабообогатенные; 3D – N-тип MORB [Cabanis, Lecolle, 1989]; *в* – дискриминационная диаграмма  $Th/Yb - Ta/Yb$  для базальтов различных геодинамических обстановок. Векторы показывают влияние следующих факторов: внутриплитного обогащения литофильными элементами (*w*), коровой контоминации (*c*), фракционной кристаллизации (*f*). [Pearse, 1983]; *г*, *д* – диаграммы, показывающие состав мантии и ее компонентов, составы базальтов из различных геодинамических условий:  $Nb/Th - Zr/Nb$  (*г*) и  $Zr/Y - Nb/Y$  (*д*). Стрелки указывают на эффекты частичного плавления (*F*) и субдукции (*SUB*). OPB – базальты океанического плато, OIB – базальты океанических островов. NMORB – нормальные базальты океанических хребтов, ARC – вулканические дуги. DEP – сильно деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, REC – переработанный мантийный компонент, DM – слабо деплетированная мантия, EN – обогащенный мантийный компонент [Condie, 2005]. Данные взяты из табл. 5, 6, 8 в DB/DOPM/Магматизм.



- Умбинский комплекс. Штоки. Данные предшественников.
- ▲ Умбинский комплекс. Дайки. Данные предшественников.
- ◆ Салгатасский комплекс. Субвулканические тела. Данные предшественников.
- ▲ Салгатасский комплекс. Дайки. Данные предшественников.
- Мукдуканская и эмтанджинская свиты нерасчлененные. Данные предшественников.
- Южно-Ниргизский комплекс. Массивы. Данные предшественников.
- ▲ Южно-Ниргизский комплекс. Дайки. Данные предшественников.
- ◆ Догдинский комплекс. Субвулканические тела. Данные предшественников.
- ▲ Догдинский комплекс. Дайки. Данные предшественников.
- Догдинская свита. Данные предшественников.

**Рис. 59.** Тройная диаграмма AFM в весовых процентах с нанесенной линией Ирвинга [Irvine and Baragar, 1971] для позднеюрско-раннемеловых магматических образований.

Данные взяты из табл. 5–8 в DB\ДОПМ\Магматизм.

Данные микроэлементного анализа базитов комплекса, нанесенные на тройные дискриминационные диаграммы, по содержаниям немобильных высокозарядных элементов Th-Hf-Ta породы являются островодужными известково-щелочными базальтами (рис. 60, а). На дискриминационной диаграмме La-Y-Nb для базальтов породы попадают в поле известково-щелочных базальтов вулканических дуг и континентальных базальтов (рис. 60, б). Породы комплекса по Th/Yb и Ta/Yb отношениям являются известково-щелочными надсубдукционными образованиями энсиалических вулканических дуг и активных континентальных окраин (рис. 60, в). По отношениям Nb/Th-Zr/Nb и Zr/Y-Nb/Y породы комплекса являются вулкано-дужными надсубдукционными образованиями (рис. 60, г, д).

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения базитов имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно

но тяжелых ( $\text{La/Yb} = 3,46\text{--}6,41$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $\text{La/Sm} = 2,60\text{--}4,90$ ;  $\text{Gd/Yb} = 1,46\text{--}3,40$ ). Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma\text{REE} = 74,63\text{--}172,23$  ppm выше, чем у EMORB ( $\Sigma\text{REE} = 71,09$  ppm [Sun, McDonough, 1989]) и сопоставима с общей суммой редких земель среднеэоцен-олигоценовых базальтоидов Западной Камчатки ( $\Sigma\text{REE} = 73,15\text{--}55,74$  ppm [Федоров и др., 2011]). Распределение имеет легкие вариации европиевой аномалии ( $\text{Eu/Eu}^* = 0,83\text{--}1,17$ ) (рис. 61, а).

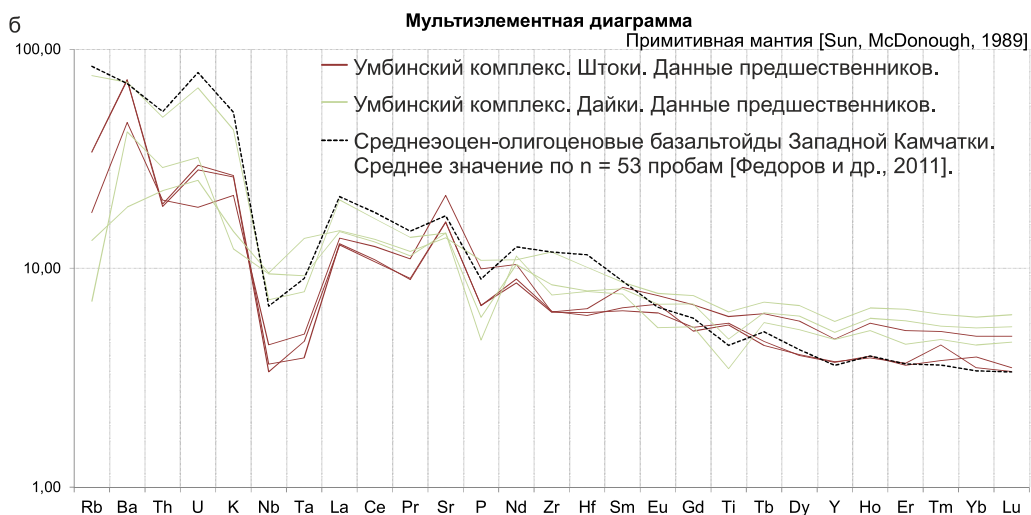
На мультиэлементной диаграмме (рис. 61, б) тренды распределения элементов пород комплекса имеют заметное обогащение по крупноионным литофильным элементам, меньшее – по высокозарядным. Наличие характерной отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. В целом тренды распределения сопоставимы с среднеэоцен-олигоценовыми базальтоидами Западной Камчатки (среднее значение из  $n = 53$  пробы [Федоров и др., 2011]). Высокое отношение  $\text{Th/Ta} = 3,43\text{--}10,44$  отражает пониженные содержания высокозарядных элементов, характерных для обстановок островных дуг [Фролова, 1997].

По своим петрохимическим особенностям породы комплекса хорошо сопоставляются с позднеюрскими эффузивами и интрузиями основного состава Салтага-Тасского вулканического поля. Интрузии комплекса можно отнести к геохимическому типу, промежуточному между толеитами юных островных дуг и известково-щелочными андезибазальтами развитых островных дуг.

Породы комплекса по соотношению  $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Zr/Al}_2\text{O}_3$  являются образованиями континентальных островных дуг, по соотношению Ti-La-Nf породы штоков комплекса относятся к островодужным образованиям, а дайки – к обстановкам континентальных вулканических дуг. Эти данные хорошо сопоставляются с отношениями Ti-La-P, где для пород штоков характерны ранние островодужные обстановки, породы даек отражают эволюцию островной дуги к ее более зрелому состоянию на фоне роста мощности континентальной коры, это также хорошо видно по  $\text{Th/Yb}$  и  $\text{Ta/Yb}$  отношениям, которые для пород даек выше, чем у пород штоков (рис. 62; рис. 60, в). Эти данные подтверждаются расчетами В. А. Трунилиной глубины магмагенерации для разновозрастных с рассматриваемым комплексом вулканитов мукдуканской (7 кбар) и эмтанджинской (12 кбар) свит Салтага-Тасского вулканического поля [Трунилина и др., 1996].

Породы комплекса принадлежат к магматическим формационным типам малых тел габброидов и даек габбродолеритов (натриевых) толеитовой с переходом в известково-щелочную серию, характерные для ранних с переходом к развитым энсиалическим островным дугам. Наличие среди основных пород умереннощелочных разностей свойственны тыловым частям островодужных систем [Короновский и др., 2011; Основы геодинамического анализа ... , 1997; Фролова, 1997].

Согласно данным датирования U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», для габбро дайки на левобережье правого истока р. Хачымар –  $158,7 \pm 1,1$  млн лет, полученные определения, а также по петрохимическому сходству с салгатасским вулканическим комплексом базальт-андезитовым, комагматичным ему, дают основание принять возраст пород комплекса позднеюрским в пределах оксфорда–кимериджа.



**Рис. 61. Диаграммы для магматических образований умбинского комплекса:**

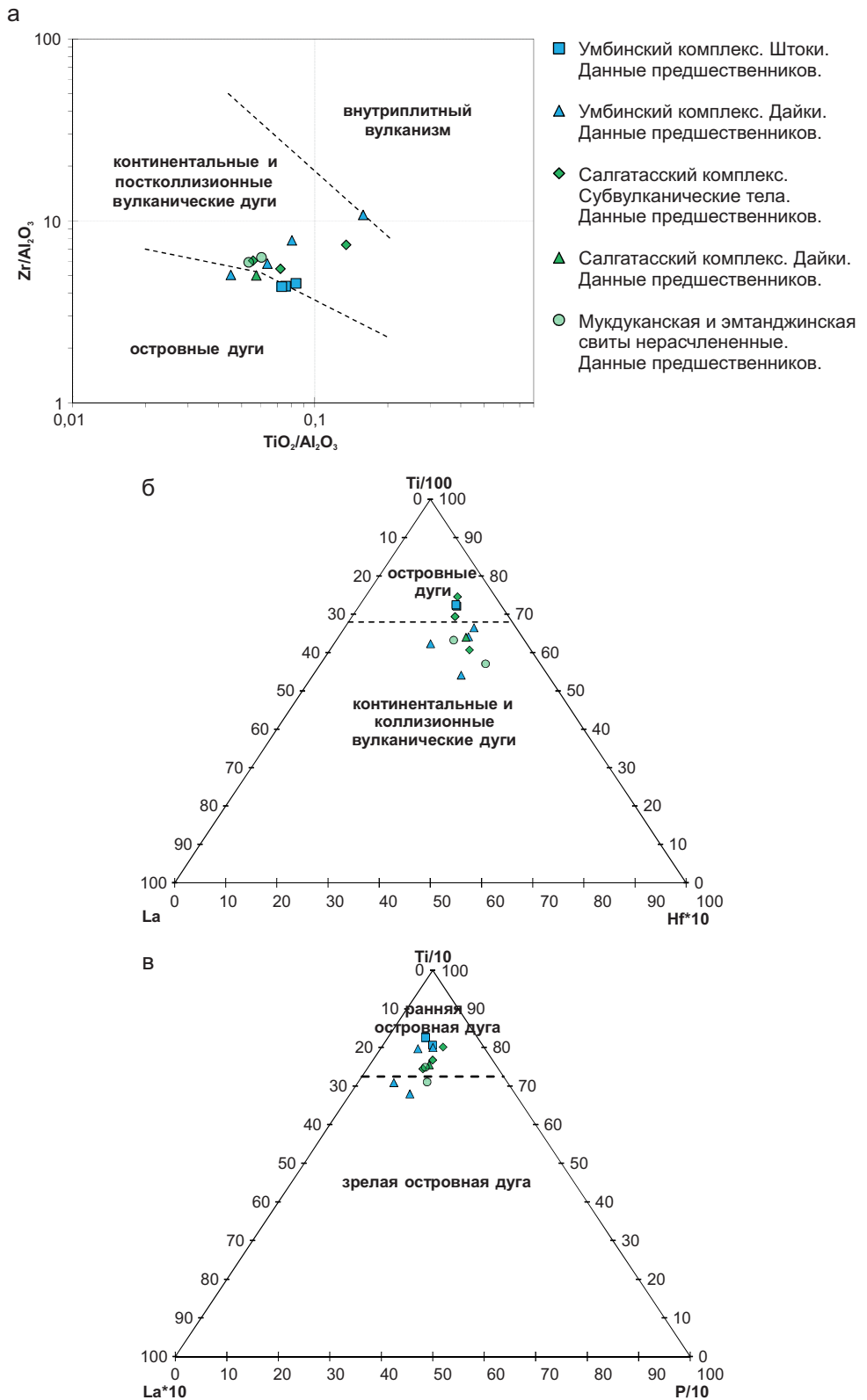
*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 5 в DB\ДОПМ\Магматизм.

**Салгатасский вулканический комплекс базальт-андезитовый ( $\beta_{J_3sl}$ ).** Субвулканические образования комплекса распространены на левобережье р. Олёнгних среди комагматичных им эффузивов эмтанджинской и мукдуканской свит, также входящих в состав комплекса. Комплекс выделен при составлении Легенды Яно-Индибирской серии, название дано по хр. Салтагата-Тас [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

Субвулканические образования представлены штокообразными или куполовидными, пластообразными телами площадью от 0,2 до 1,4 км<sup>2</sup>, неправильно-изометричной или овальной в плане формы, с крутопадающими в сторону вмещающих пород контактами. Тела сложены долеритами. По условиям масштаба на геологической карте показано только одно тело.

*Долериты* ( $\beta$ ) темно-серые, темно-зеленые до черных массивные, в периферических частях тел порфиновые породы с офитовой, пойкилоофитовой, долеритовой, толеитовой структурой. Вкрапленники в порфириновых разностях представлены плагиоклазом. Породы сложены основным плагиоклазом (40–65%), промежутки между которыми выполнены авгитом или диопсид-авгитом (20–30%) и магнетитом (до 10%). Моноклинный пироксен нередко образует крупные (до 2–4 мм) выделения с пойкилитовыми включениями лейст плагиоклаза. В интерстициях отмечается карбонатизированное и хлоритизированное стекло, редко мелкие ксеноморфные зерна кварца и микроклина, иногда в основной массе присутствует роговая обманка (до 10–15%) и биотит (до 5–10%). В виде редких крупных ойкокристаллов в породах встречается оливин, отмечаются единичные зерна гиперстена. Из аксессуаров установлены титаномагнетит, хлор- и фтор-апатит, сфен и пирит. В приконтактных частях тел породы часто миндалекаменные, с интерсертальной или толеитовой структурой и с содержанием палагонитизированного или хлоритизированного вулканического стекла основного состава до 25% [Петров, 2013ф; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поле габбро, монцогаббродиоритов, породы нормальной и умеренной щелочности (рис. 57). Вулканыты мукдуканской и эмтанджинской свит занимают поле базальтов нормальной щелочности и трахибазальтов, трахиандезибазальтов умереннощелочного ряда. Долериты комплекса являются умереннокалиевыми, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым и натриевым (рис. 58), умеренно глиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 0,8 до 1,4. Вулканыты мукдуканской и эмтанджинской свит от низко- до высококалиевых натриевой и натриево-калиевой типами щелочности, умеренноглиноземистые:  $al'$  от 0,7 до 1,6. Коэффициенты магнезиальности для долеритов комплекса и вулканытов мукдуканской и эмтанджинской свит сопоставимы между собой  $Mg\# = 0,39–0,61$ , коэффициенты фракционирования  $Kf = 54,7–82,1$ . Степень окисленности железа у пород комплекса  $F = 0,3–0,4$ , у вулканытов вариации гораздо шире ( $F = 0,1–0,6$ ). По содержаниям  $MgO$  и  $TiO_2$  породы комплекса и вулканыты свит также сопоставимы:  $MgO = 3,6–7,1\%$ ,  $TiO_2 = 0,9–2,0\%$  и  $MgO = 2,2–8,3\%$ ,  $TiO_2 = 0,9–4,1\%$  соответственно. Все породы общей щелочностью 2,8–7,0% с преобладанием  $Na_2O$ . Долериты отличаются от вулканытов пониженными значениями суммарного железа: для долеритов  $Fe_2O_3 + FeO = 9,3–13,1\%$ , для вулканытов  $Fe_2O_3 + FeO = 10,6–17,0\%$ . На диаграмме AFM долериты комплекса принадлежат к известково-щелочной серии, вулканыты – преимущественно толеитовой серии (рис. 59). По нормативному составу вулканыты, более насыщенные кремнекислотой, в вулканытах преимущественно содержится нормативный гиперстен  $hy = 2–34\%$  и реже появляется нормативный оливин  $ol = 4–13\%$ , долериты содержат нориативный оливин  $ol = 3–9\%$  и реже  $hy = 3–7\%$ . Вулканыты – преимущественно гиперстенные, толеитовые



**Рис. 62. Универсальные диаграммы для базальтоидов позднеюрско-раннемеловых магматических образований [Muller et al, 1992].**

*а* – дискриминационная диаграмма  $TiO_2/Al_2O_3 - Zr/Al_2O_3$  для разделения вулканических пород островных дуг, континентальных и постколлизийных вулканических дуг, вулканитов внутриплитного магматизма; *б* – дискриминационные диаграммы с использованием содержания редких и редкоземельных элементов для разделения вулканических пород островных дуг и континентальных, коллизийных вулканических дуг  $TiO_2/100 - Hf \times 10 - La$ ; *в* – дискриминационная диаграмма с использованием содержания редких и редкоземельных элементов для разделения вулканических пород ранних и зрелых островных дуг  $TiO_2/10 - P/10 - La \times 10$ . Данные взяты из табл. 5 в DB\DOPM\Магматизм.

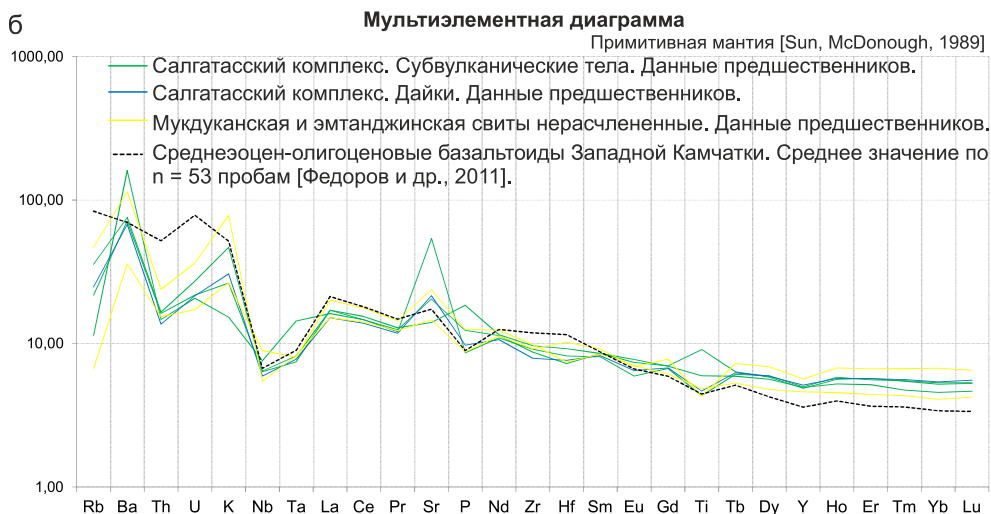
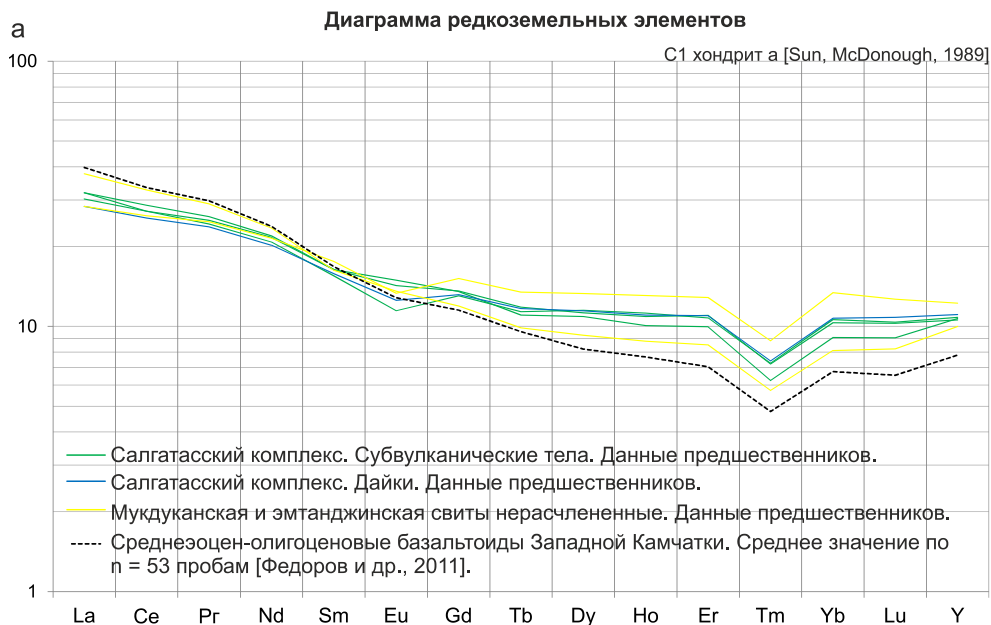
базальты, реже оливиновые толеитовые базальты. Долериты обладают обратными соотношениями насыщенности пород кремнекислотой. Очень редко встречаются разности пород с нормативным нефелином  $ne = 3\%$  (табл. 6 в DB\DORM\Магматизм).

Данные микроэлементного анализа долеритов комплекса и вулканитов мукдуканской и эмтанджинской свит, нанесенные на тройные дискриминационные диаграммы, по содержаниям Th–Hf–Ta породы являются островодужными известково-щелочными базальтами. (рис. 60, а). На дискриминационной диаграмме La–Y–Nb для базальтов долериты комплекса и вулканиты свит попадают в поле известково-щелочных базальтов вулканических дуг (рис. 60, б). Породы комплекса по Th/Yb и Ta/Yb отношениям являются известково-щелочными надсубдукционными образованиями энсиалических вулканических дуг (рис. 60, в). По отношениям Nb/Th–Zr/Nb и Zr/Y–Nb/Y породы комплекса являются вулканодужными надсубдукционными образованиями (рис. 60, г, д).

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения долеритов комплекса имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb = 3,91–5,20). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ (La/Sm = 2,85–3,10; Gd/Yb = 1,52–1,84). Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 96,81–101,63$  ppm выше, чем у EMORB ( $\Sigma REE = 71,09$  ppm) [Sun, McDonough, 1989] и сопоставима с общей суммой редких земель среднеэоцен-олигоценовых базальтоидов Западной Камчатки ( $\Sigma REE = 73,15–155,74$  ppm [Федоров и др., 2011]). Распределение имеет слабую отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,81–1,00$ ). Вулканиты мукдуканской и эмтанджинской свит обладают схожими содержаниями и характером распределения РЗЭ (La/Yb = 3,13–6,87; La/Sm = 2,56–3,67; Gd/Yb = 1,40–1,82;  $Eu/Eu^* = 0,82–0,97$ ) (рис. 63, а).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 63, б) тренды распределения элементов долеритов комплекса имеют равномерное обогащение элементами по степени их некогерентности с явными положительными аномалиями по Ba, K, Sr, связанные с куммуляцией плагиоклаза и полевых шпатов. Различные вариации аномалий по Ti отражают поведение титанистых минеральных фаз в расплаве. Наличие характерной отрицательной Ta–Nb аномалии свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. Вулканиты мукдуканской и эмтанджинской свит обладают схожими признаками и особенностями распределения редких и редкоземельных элементов. В целом тренды распределения сопоставимы с среднеэоцен-олигоценовыми базальтоидами Западной Камчатки (среднее значение из  $n = 53$  проб [Федоров и др., 2011]). Высокое отношение Th/Ta = 2,12–4,51 для долеритов и Th/Ta = 3,98–6,01 для вулканитов отражает пониженные содержания высоkozарядных элементов, характерных для обстановок островных дуг [Фролова, 1997].

Породы комплекса по соотношению  $TiO_2/Al_2O_3$  и  $Zr/Al_2O_3$  являются образованиями континентальных островных дуг, по соотношению Ti–La–Hf долериты комплекса являются островодужными образованиями и образованиями континентальных вулканических дуг. Вулканиты мукдуканской и эмтанджинской свит попадают в поле образований континентальных вулканических дуг. По отношениям Ti–La–P долериты комплекса и вулканиты соответствуют обстановкам ранних островных дуг (рис. 62).



**Рис. 63. Диаграммы для магматических образований салгатасского комплекса.**

*а* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 6 в ДВ\ДОПМ\Магматизм.

По своим петрохимическим особенностям породы комплекса хорошо сопоставляются с позднеюрскими эффузивами мукдуканской и эмтанджинской свит Салтага-Тасского вулканического поля.



Породы комплекса и базальты мукдукансой и эмтанджинской свит принадлежат к базальт-долеритовому, магматическому формационному типу толеитовых и известково-щелочных серий, характерных для ранних, с переходом к развитым, энсиалическим островным дугам. Наличие среди основных пород умереннощелочных разностей свойственны тыловым частям островодужных систем, также в пользу этого указывает наличие амфиболов в долеритах, которые указывают на повышенную роль воды в магматическом петрогенезисе тыловодужных магм [Короновский и др., 2011; Основы геодинамического анализа ... , 1997; Фролова, 1997].

Позднеюрский (оксфорд-кимериджский) возраст субвулканических тел определяется по их тесной ассоциации с эффузивами мукдуканской и эмтанджинской свит, оксфорд-кимериджский возраст которых принят на основании фауны двустворок и датировке  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  методом, которая составляет 156 млн лет. Тела долеритов метаморфизованы раннемеловыми гранитоидами и встречаются в них в виде ксеноблоков [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

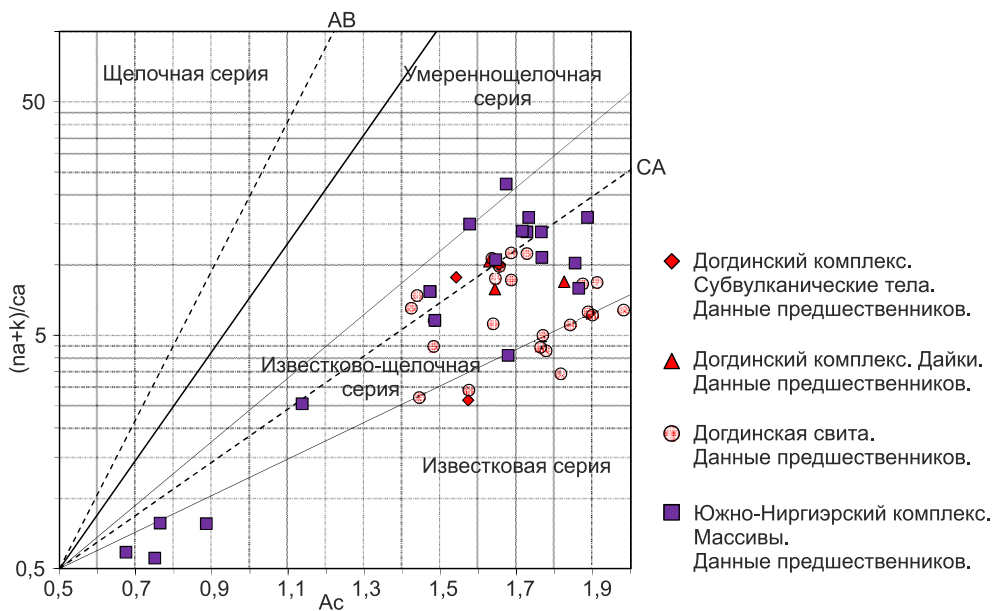
**Догдинский вулканический комплекс дацит-риолитовый** ( $\lambda\zeta\lambda_3dg$ ). Субвулканические образования комплекса распространены в бассейне р. Олёнгних и на левобережье р. Моголох. Комплекс представлен субвулканическими образованиями риолитов, дацитов, риодацитов, комагматичных догдинской свите, также входящей в состав комплекса. Комплекс выделен при составлении Легенды Яно-Индибирской серии, название дано по р. Догдо. Субвулканические тела комплекса залегают среди образований догдинской, мукдуканской и эмтанджинской свит. Они представлены куполовидными или пластообразными телами. В бассейне р. Олёнгних это небольшие по площади (0,2–0,7 км<sup>2</sup>) куполовидные, неправильно-изометричные или удлиненные тела, сложенные дацитами или риолитами. На периферии тел нередко наблюдаются лавобрекчии дацитов или риолитов соответственно. На левобережье р. Моголох (р. Сетандя) риодациты образуют пластообразное тело северо-восточного простирания мощностью до 150–200 м и протяженностью до 2 км, с падением в северо-западном направлении. В экзоконтактах вмещающие породы слабо ороговикованы или скарнированы [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

*Риолиты и риодациты* ( $\lambda\zeta$ ) – светло-серые, желтовато-серые, серовато-белые порфиновые породы с вкрапленниками (от 5 до 20 %) плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита размером 2–4 мм. В риодацитах преобладают фенокристаллы плагиоклаза, темноцветный минерал полностью замещен хлоритом и карбонатом. Вкрапленники кварца нередко оплавлены. Основная масса кварц-полевошпатовая с фельзитовой, аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой, сферолитовой и гранофировой структурами примерно в равном количестве содержит плагиоклаз и калиевый полевой шпат. В ней беспорядочно распределены пластинки хлоритизированного биотита и мусковита (до 10%). В основной массе риодацитов содержание кварца составляет около 15%.

*Дациты* – серые, светло-серые порфиновые породы с фенокристаллами (5–30%) плагиоклаза и темноцветного минерала, полностью замещенного хлоритом и эпидотом. Основная масса пилотакситовая или фельзитовая, аллотриоморфнозернистая. В дацитах с фельзитовой, аллотриоморфнозернистой структурами базис состоит из субпараллельно или беспорядочно ориентированных табличек и микролитов плагиоклаза, промежутки между кото-

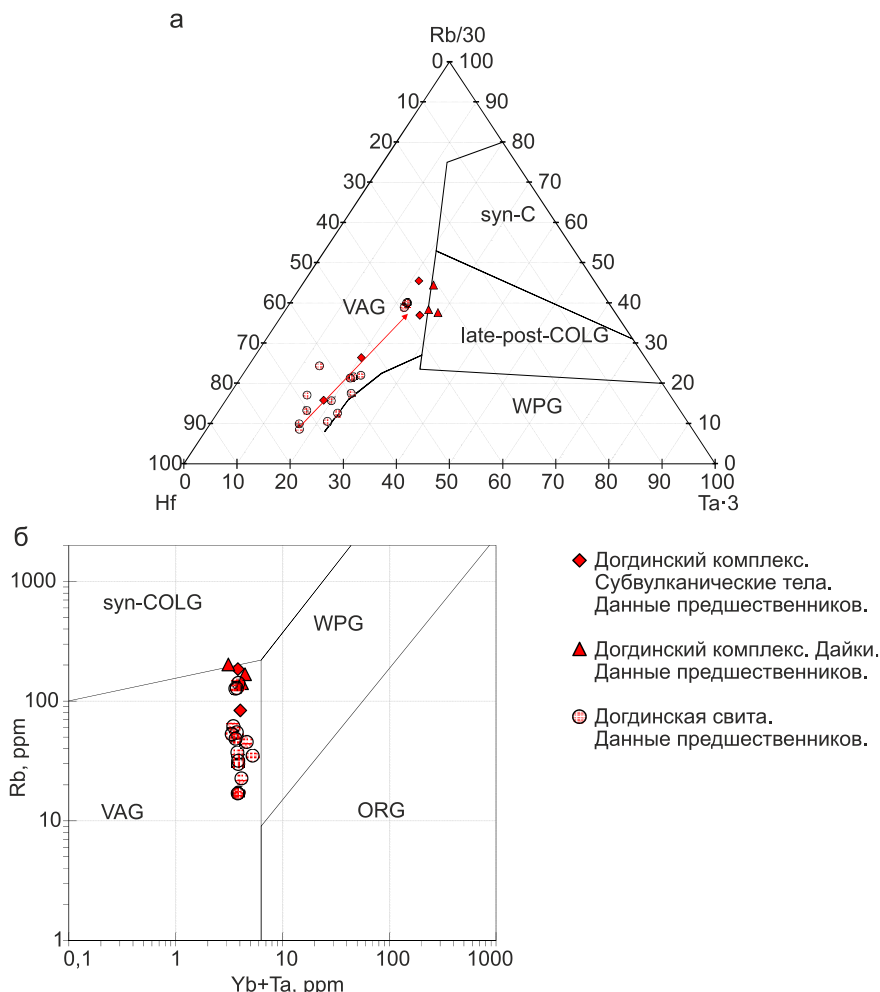
рыми выполнены аллотриоморфнозернистым агрегатом выделений полевого шпата и кварца, хлоритизированным вулканическим стеклом или гидроокислами железа. В дацитах с пилотакситовой структурой основная масса кварц-полевошпатовая, с преобладанием в ней кислого плагиоклаза и содержанием кварца до 10–15%. Полевые шпаты, как правило, серицитизированы, пелитизированы, карбонатизированы [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поле риодацитов и риолитов, нормальной и низкой щелочности, реже встречаются умереннощелочные разновидности (рис. 57). Породы комплекса являются низко-высококалиевыми, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым и натриевым (рис. 58), весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 2,9 до 5,5, коэффициент фракционирования (Кф) – 69,2–97,6. Степень окисленности железа у пород комплекса (F) – 0,1–0,6, содержания:  $Na_2O$  – 2,7–6,1%,  $K_2O$  – 1,0–5,6%, общей щелочностью 5,5–8,1% с преобладанием  $Na_2O$ ,  $CaO$  – 0,9–3,4%. На диаграмме АФМ породы комплекса принадлежат к известково-щелочной серии, на петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca - A_c$  породы образуют известково-щелочную серию с отклонением к известковой (рис. 59; рис. 64). По нормативному составу породы комплекса преимущественно корунднормативные: с содержанием корунда 1–3%, и отвечают корунд-нормативным (высокоглиноземистым) риодацитам и риолитам, реже встречаются известковые породы с нормативным диопсидом  $di = 2–6\%$ , диопсид-нормативные (умеренноглиноземистые) дациты и риодациты, редко риолиты (табл. 7 в DB\DOPM\Магматизм).



**Рис. 64. Петрохимическая диаграмма  $(Na + K) / Ca - A_c$  [Практическая ... , 2017] позднюрско-раннемеловых магматических образований.**

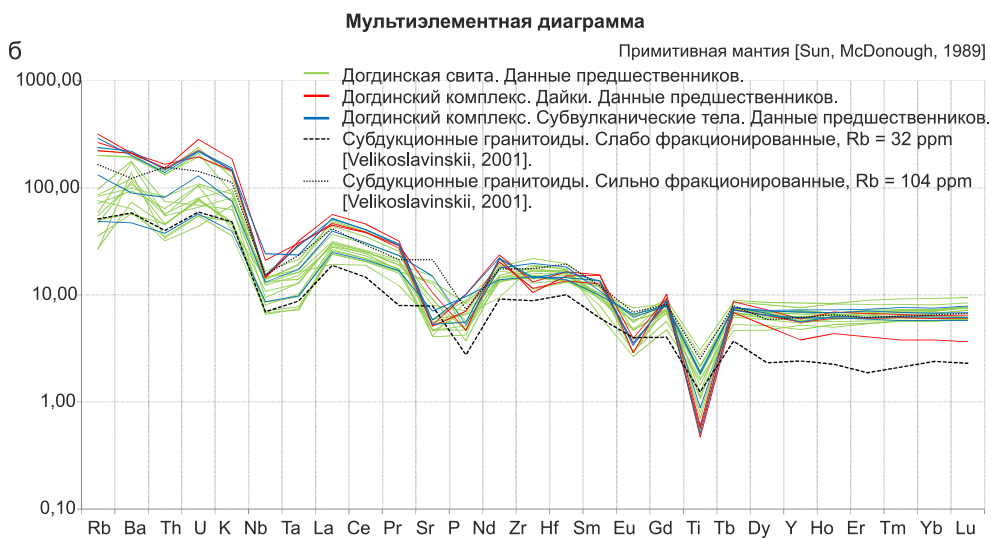
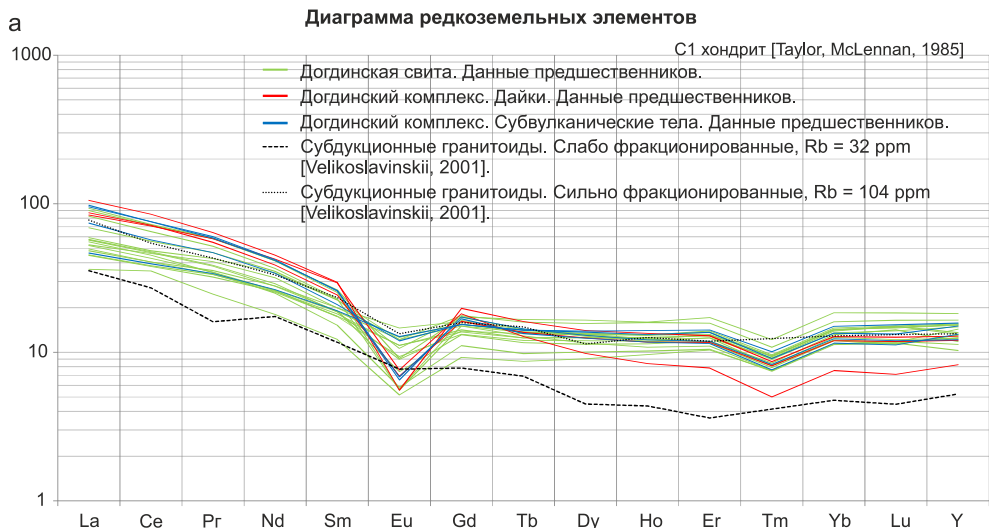
Данные взяты из табл. 7, 8 в DB\DOPM\Магматизм.



**Рис. 65. Дискриминационные диаграммы для магматических образований догдинского комплекса.**

*а* – дискриминационная диаграмма Rb/30 – Hf – 3·Ta для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных; VAG – вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийных; late-post-COLG – поздне- и постколлизийных; *б* – дискриминационная диаграмма Rb, Yb, Ta [Pearce, Harris, Tindle, 1984]; поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийные граниты. Данные взяты из табл. 7 в DB\ДОПМ\Магматизм.

Данные микроэлементного анализа пород комплекса и анализ распределения Rb, Yb, Ta между главными типами гранитоидов показывают на дискриминационных диаграммах [Pearce, Harris, Tindle, 1984] принадлежность пород к вулканодужным образованиям. По распределению Rb, Hf и Ta на треугольной дискриминационной диаграмме для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986] породы второй фазы комплекса также являются вулканодужными образованиями (рис. 65). На диаграммах хорошо виден тренд обогащения пород Rb (от 30,9 до 202 ppm), что приближает их наиболее эволюционированные различия к коллизийным обстановкам.



**Рис. 66. Диаграммы для магматических образований догдинского комплекса.**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *b* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 7 в ДВ\ДОПМ\Магматизм.

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения пород комплекса имеют крутой положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 4,61-16,47$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 3,90-5,84$ ;  $Gd/Yb = 1,01-2,97$ ). Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 104,00-216,00$  ppm. Распределение имеет отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,31-0,82$ ) (рис. 66, *a*).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 6б, б) пород комплекса наблюдается сильное обогащение крупноионными литофильными элементами, в целом – равномерное обогащение элементами по степени их некогерентности с явными отрицательными аномалиями по Sr, P, Eu, Ti. Наличие характерной отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. Отрицательные аномалии Sr связаны с фракционированием плагиоклаза, наличие при этом и Eu аномалии говорит о переходе к более восстановительным условиям. Отрицательные аномалии P, Ti связаны с фракционированием апатита и титанистых минералов.

По своим петрохимическим особенностям породы комплекса хорошо сопоставляются с позднеюрскими эффузивами догдинской свиты Салтага-Тасского вулканического поля.

Породы комплекса принадлежат к риолитовой (натриевого типа) формационному типу магматических пород и обладают признаками, характерными для энсиалической островодужной геодинамической обстановки [Попов, 2017; Фролова, 1997]. Породы комплекса пространственно и генетически связаны с вулканическими образованиями салгатасского вулканического комплекса и вместе с ними образуют гомодромное развитие магматизма островной дуги от ранней до развитой стадии.

Позднеюрский, титонский возрасты субвулканических тел определяются по их тесной ассоциации с эффузивами догдинской свиты, которые комагматичны комплексу.

**Южно-Ниргизрский плутонический комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый** ( $\delta\gamma, \gamma, \gamma\delta, \delta, \alpha, \lambda K_1, yun$ ) распространен полосой северо-восточного направления от бассейна р. Олёнгнёх и р. Томмот на юго-западе и до верховьев р. Жёлтая на северо-востоке и включает Салгата-Тасский, Еленняхский, Анхайдахский, Ниргизрский, Южно-Ниргизрский, Иолтакский, Омчик и Санга-Сэнский массивы габбродиоритов, диоритов, кварцевых диоритов, амфибол-биотитовых гранодиоритов и биотитовых гранитов, также сопутствующие им дайки аплитов и риолитов. Южно-ниргизрский комплекс выделяется впервые. Основанием для его выделения является отражение отнесенных к нему массивов на картах аномального магнитного поля положительными аномалиями и их принадлежность к гранитоидам I типа. В качестве петротипа рассматривается Салтага-Тасский массив, сложенный преимущественно гранитами, которые переходят в гранодиориты. В состав комплекса входят также дайки аплитов. К южно-ниргизрскому гранитовому комплексу отнесены массивы, относимые на картах масштаба 1 : 200 000 второго издания (ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIX, XXX, в работе) к коханахскому, омчикандинскому и арга-амнекенскому комплексам.

Салтага-Тасский массив (рис. 32, № 100) площадью около 45–50 км<sup>2</sup> вытянут в северо-восточном направлении с общим погружением на северо-восток, имеет волнистую кровлю, на поверхности которой фиксируются многочисленные фрагменты вмещающих пород. В юго-западной части массив имеет неправильно-изометричную форму с падением контактов на запад – юго-запад. В северо-восточной части интрузива в едином поле контактово-метаморфизованных пород наблюдается ряд отдельных выходов гранитоидов, переходящих в субпараллельные апофизы мощностью до 200–300 м.

В этой части массива контакты преимущественно пологие, до почти горизонтальных. В верховьях правых притоков р. Тирехтях обнажена корневая часть интрузии [Петров и др., 2010ф; Трунилина и др., 1995ф], представляющая собой серию крутопадающих столбообразных подводящих каналов, и подошва тела, имеющая пологое падение на северо-запад. В целом интрузив может быть интерпретирован как хонолит сложной формы, состоящий из нескольких камер пассивного выполнения, соединенных тонкими трещинными телами [ГК R-53-(55), 1992]. Общая глубина относительного эрозионного среза оценивается в 700–800 м в юго-западной части массива и уменьшается до 500 м в его северо-восточной части.

Массив сложен преимущественно гранитами, переходящими в гранодиориты. Породы зоны эндоконтакта шириной первые десятки метров представлены мелкозернистыми гранитами или гранодиоритами, часто лейкократовыми, со шлировыми текстурами, обусловленными неравномерным распределением темноцветных минералов и обилием ксенолитов, нередко ориентированных параллельно плоскости контакта. В подошве интрузии на отдельных участках наблюдаются породы, близкие по составу к диоритам и кварцевым диоритам [Петров и др., 2010ф; Трунилина и др., 1995ф].

Санга-Сэнский массив (рис. 32, № 101) штокообразной формы, площадью до 6 км<sup>2</sup>, вытянутый в плане в меридиональном направлении расположен в истоках р. Санга-Сян. Массив слабо эродирован, в апикальной части сохранились провисы кровли, сложенные контактово-метаморфизованными породами. Вмещающими породами являются палеозойские терригенно-карбонатные и верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения. Узкая зона скарнированных, ороговикованных пород шириной 50–200 м свидетельствует о крутых контактах с падением в сторону вмещающих пород, только в южной части зона экзоконтакта расширяется до 1000 м, контакт здесь несколько выполаживается. Северная часть массива сложена диоритами, южная – роговообманково-биотитовыми гранитами. Диориты с четко проявленными процессами ассимиляции вмещающих пород: в эндоконтактной зоне с карбонатными породами переходят в габбродиориты, а на контакте с вулканогенно-осадочными породами – в кварцевые диориты. На контакте с гранитами в диоритах отмечается незначительная калишпатизация и окварцевание. Граниты представлены среднекристаллическими роговообманково-биотитовыми разновидностями, в апикальных и приконтактных частях переходящие в мелкокристаллические гранит-порфиры, а на контакте с карбонатными породами – в гранодиориты [Коротков, 1981ф]. В экзоконтакте Салтага-Тасского массива терригенные породы позднеюрского возраста ороговикованы, вулканогенные породы окварцованы, ожелезнены, биотитизированы, небольшие штокообразные тела габброидов окварцованы и преобразованы в амфибол- и калишпат-содержащие породы, по составу отвечающие кварцевым диоритам или сиенитам. Ширина зоны контактово-метаморфизованных пород вблизи крутопадающих контактов составляет 500–700 м, на участках пологих залеганий может достигать 2–2,5 км [Петров, 2013ф].

Еленняхский массив (рис. 32, № 99) площадью около 16 км<sup>2</sup> представляет собой штокообразное тело овальной в плане формы с ориентировкой по длинной оси в северо-западном направлении и крутопадающими (70–80°) в

сторону вмещающих пород контактами. Он сложен диоритами и габбродиоритами. Габбродиориты распространены в юго-западной и юго-восточной частях интрузии и связаны с диоритами постепенными переходами. В зоне эндоконтакта шириной до 200–300 м породы мелкозернистые, с полосчатыми и шлировыми текстурами, насыщенные ксенолитами вмещающих пород. В северо-восточной и южной частях массива состав пород эндоконтактовой фации непостоянен. Для них характерны повышенные содержания кварца и калиевого полевого шпата [Петров, 2013ф].

Массив Омчик (рис. 32, № 96) имеет площадь выхода на поверхность 1,6 км<sup>2</sup>. Иолтахский массив (рис. 32, № 95) на территории листа расположен только северной частью площадью около 45 км<sup>2</sup>. Массивы сложены биотитовыми гранитами с лейкогранитовыми порфиroidными разностями и секутся комагматичными им дайками аплитовидных гранитов и аплитов. Иолтакский и Массив Омчик расположен в карбонатных породах, которые на контакте с массивом преобразованы в зеленые пироксеновые скарны и гематитизированные породы по зонам дробления и ожелезнения. Зона экзоконтакта для массивов Иолтакский и Омчик составляет около 200 м.

Анхайдахский и Ниргиэровский массивы (рис. 32, № 79,77) площадью около 3,5 км<sup>2</sup> и 6 км<sup>2</sup> соответственно, внедрены в ранне-среднеордовикские отложения. Анхайдахский массив представляет собой меридионально вытянутое штокообразное тело с крутым западным и пологим восточным контактами, Ниргиэровский – штокообразное тело неправильно-изометричной формы, с крутопадающими в сторону вмещающих пород контактами. В центральной части интрузивы сложены амфибол-биотитовыми гранодиоритами, вблизи контактов – кварцевыми диоритами. В центральной части Ниргиэровского массива наряду с гранодиоритами распространены амфибол-биотитовые граниты.

Южно-Ниргиэровский массив (рис. 32, № 102) площадью около 31 км<sup>2</sup> прорывает отложения нижнего палеозоя, представляет собой штокообразное тело с крутыми, падающими в сторону вмещающих пород контактами и сложен порфиroidными биотитовыми гранитами. Северо-западный контакт тектонический. В эндоконтакте нередко наблюдаются их амфибол- и пироксеносодержащие разности. Глубина эрозионного среза массива не превышает 200 м [Коротков 1981ф; Казакова, Данилов, 2017ф].

Одиночные дайки аплитовидных гранитов, аплитов и риолитов мощностью до 5 м и протяженностью до 50 м распространены преимущественно в приконтактовых частях массивов.

На контакте с гранитоидами комплекса вмещающие палеозойские терригенные и терригенно-карбонатные породы преобразованы в кварц-биотитовые, известково-силикатные и кордиеритовые роговики, карбонатные породы мраморизованы [Казакова, Данилов, 2017ф].

*Диориты* (δ) темно- или зеленовато-серые мелко- и среднезернистые массивные и шлирово-такситовые породы с призматическизернистой, гипидиоморфнозернистой, участками микропиклитовой структурой, иногда порфиroidными. Они сложены плагиоклазом от An<sub>43-46</sub> до An<sub>60-80</sub> (50–55%), моноклинным пироксеном (авгитом и диопсидом) (5–10%), роговой обманкой (10–15%, редко до 20%) и биотитом (5–10%). Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, образующей идиоморфные, редко ксеноморф-

ные кристаллы, плеохроирующие от зеленовато-бурой по Ng до желтоватой по Nr. Пироксен образует порфиroidные крупные (до 4 мм) идиоморфные кристаллы, в основной массе – ксеноморфный. Имеет хорошо выраженную спайность с углом  $87^\circ$ . По оптическим характеристикам ( $n_g:Ng = 44-46^\circ$ ;  $2V = 52-60^\circ$ ;  $n_g'-n_r' = 0,025-0,027$ ) относится к диопсиду [Коротков, 1981ф]. В интерстициях иногда встречается кварц (0–5%). Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, цирконом, апатитом, сфеном, реже гранатом и ортитом [Трунилина и др., 1995]. Плаггиоклаз часто деанортитизирован, сосюритизирован, карбонатизирован, по темноцветным минералам развиваются хлорит, актинолит, клиноцоизит, эпидот, карбонат.

*Кварцевые диориты* связаны с диоритами постепенными переходами, отличаясь от них повышенными содержаниями кварца (5–20%) и присутствием ортоклаза (0–5%).

Для *габбродиоритов* характерны офитовая и призматическизернистая структуры, повышенная основность плаггиоклаза и преобладание среди темноцветных минералов пироксена. Основным отличием является увеличение процентного содержания пироксена (5–32%), роговой обманки (2–20%) и биотита (10–15%). Породы содержат до 4000 г/т магнетита, а ильменита 1220 г/т [Коротков, 1981ф].

*Гранодиориты* ( $\gamma\delta$ ) мелко- и среднезернистые светло-серые породы массивные, нередко порфиroidные, с гипидиоморфнозернистой структурой, сложенные плаггиоклазом (An 28–23) (45–55%), кварцем (15–25%), ортоклазом (5–15%), биотитом (5–16%) и роговой обманкой (4–16%), в эндоконтактах – мелкозернистые, иногда порфиroidные, с аллотриоморфнозернистой, пойкилитовой, участками микропегматитовой основной массой. Пироксен наблюдается в единичных реликтах в замещающем его амфиболе или в его шлировых скоплениях.

*Граниты биотитовые* ( $\gamma$ ) – светло-серые средне- и крупнозернистые породы неравномернозернистые, иногда наблюдаются шлировые текстуры, состоящие из кислого плаггиоклаза (An 27–31) (30%), калиевого полевого шпата (ортоклаза или микроклина) (25%), кварца (35%) и биотита (до 10%), реже – роговой обманки (до 5%). Породы обладают гипидиоморфнозернистой, участками аллотриоморфнозернистой, иногда порфиroidной структурой. Порфиroidные разности отличаются только количественными соотношениями калиевых минералов, вкрапленники составляют 15–25%. Порфиroidные выделения представлены таблитчатым калиевым полевым шпатом размером до 8–9 мм и плаггиоклаза размером до 5–10 мм. Биотит содержит включения акцессорных апатита и циркона. Плаггиоклаз длиннопризматический и короткостолбчатый, зональный, по составу отвечает андезину, а в периферических зонах – олигоклазу (An<sub>23-28</sub>). Граниты эндоконтактовой фации мелкозернистые, с примерно равными количественными соотношениями калиевых минералов, нередко порфиroidные, с вкрапленниками калиевого полевого шпата, кварца, плаггиоклаза (An<sub>22-25</sub>) и биотита. Реже наблюдаются разновидности с микроаллотриоморфнозернистой, участками фельзитовой структурой основной массы. Вблизи контактов с карбонатными отложениями в гранитах появляются пироксены, представленные авгитом и гиперстеном.



Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, кварцем, лейкоксеном и минералами группы эпидота–цоизита.

Акцессорные минералы гранитоидов представлены ильменитом, апатитом, цирконом, гранатом пироп-альмандинового и спессартин-альмандинового ряда, магнетитом, ортитом, сфеном, рутилом и ксенотимом. В цирконах Иолтаковского массива установлены аномально высокие концентрации урана [Коротков 1981ф; Петров, 2013ф; Казакова, Данилов, 2017ф; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

*Лейкограниты* – порфировые и гломеропорфировые породы с вкрапленниками полевых шпатов, кварца и, редко, биотита. Основная масса с аллотриоморфнозернистой и микроаплитовой структурой состоит из плагиоклаза ( $An_{28-32}$ ) (20%), калиевого полевого шпата (42%), кварца (35%) и биотита (3%).

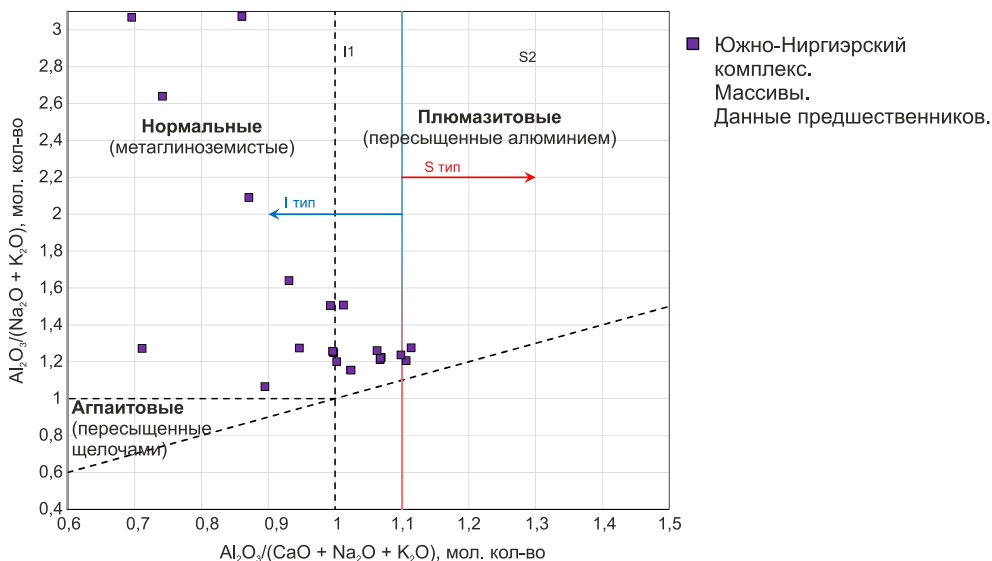
*Аплитовидные граниты* – мелкозернистые, реже среднезернистые, массивные породы с аплитовой, гранитовой, реже пегматоидной структурой. Они сложены плагиоклазом ( $An_{18-30}$ ) (до 35%), калиевым полевым шпатом (25–40%), кварцем (30–45%, иногда до 60%), биотитом и мусковитом (до 2%) [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

*Аплиты* (а) – белые, серовато-белые мелкозернистые породы с аплитовой и микрогипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из кислого плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и содержащие единичные пластинки биотита.

В интрузивных образованиях проявлены процессы окварцевания и аргиллизации, приуроченные, как правило, к тектоническим нарушениям и зонам повышенной трещиноватости. Они выражены развитием по интрузивным породам микро-мелкозернистого гранобластового кварца и агрегата глинистых минералов, серицита, гидрослюд и хлорита вплоть до почти полного их замещения. При ороговикании в диоритах наблюдаются новообразования кварца, биотита и амфибола [Петров, 2013ф; Казакова, Данилов, 2017ф].

По химическому составу габбродиориты и диориты комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поле габбро и габбродиоритов, нормальной щелочности. Кислые породы по химическому составу отвечают гранодиоритам, гранитам и лейкогранитам нормальной и умеренной щелочности (рис. 57). Основные и средние породы комплекса являются умереннокалиевыми, кислые – преимущественно высококалиевыми. По типу щелочности все породы комплекса относятся к натриево-калиевым (рис. 58). Основные и средние породы высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $a_1'$  от 1,1 до 2,0, коэффициент фракционирования  $K_f = 48,8-60,0$ . Степень окисленности железа  $F = 0,2-0,5$ , содержания  $Na_2O_3 = 2,9-5,4\%$ ,  $K_2O = 0,8-2,0\%$ , общей щелочностью 3,4–7,4% с преобладанием  $Na_2O$ ,  $CaO = 4,8-11,2\%$ . Кислые породы весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $a_1'$  от 2,6 до 8,5, коэффициент фракционирования –  $K_f = 80,6-95,9$ . Степень окисленности железа у пород комплекса  $F = 0,2-0,9$ , содержания  $Na_2O = 3,3-4,2\%$ ,  $K_2O = 2,8-4,9\%$ , общей щелочностью 6,5–8,5%,  $CaO = 0,7-1,3\%$ . На диаграмме AFM породы комплекса преимущественно принадлежат к известково-щелочной серии, на петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca$ – $Ac$  породы образуют известково-щелочную серию с отклонением к известковой (рис. 59, 64). По насыщенности пород глинозе-

мом относительно оксидов щелочей и кальция гранитоиды комплекса преимущественно относятся к метаглиноземистым I-гранитам (рис. 67). По нормативному составу основные породы комплекса – насыщенные кремнеземом гиперстенные и оливинные габбро с содержанием нормативного гиперстена:  $hy = 18\%$  и оливина:  $ol = 15\%$ . Среди кислых пород встречаются как корунд-нормативные (высокоглиноземистые) с содержанием нормативного корунда до 3%, так и диопсиднормативные (умеренноглиноземистые) разности, с содержанием нормативного диопсида до 3% (табл. 8 в DB\DOPM\Магматизм).



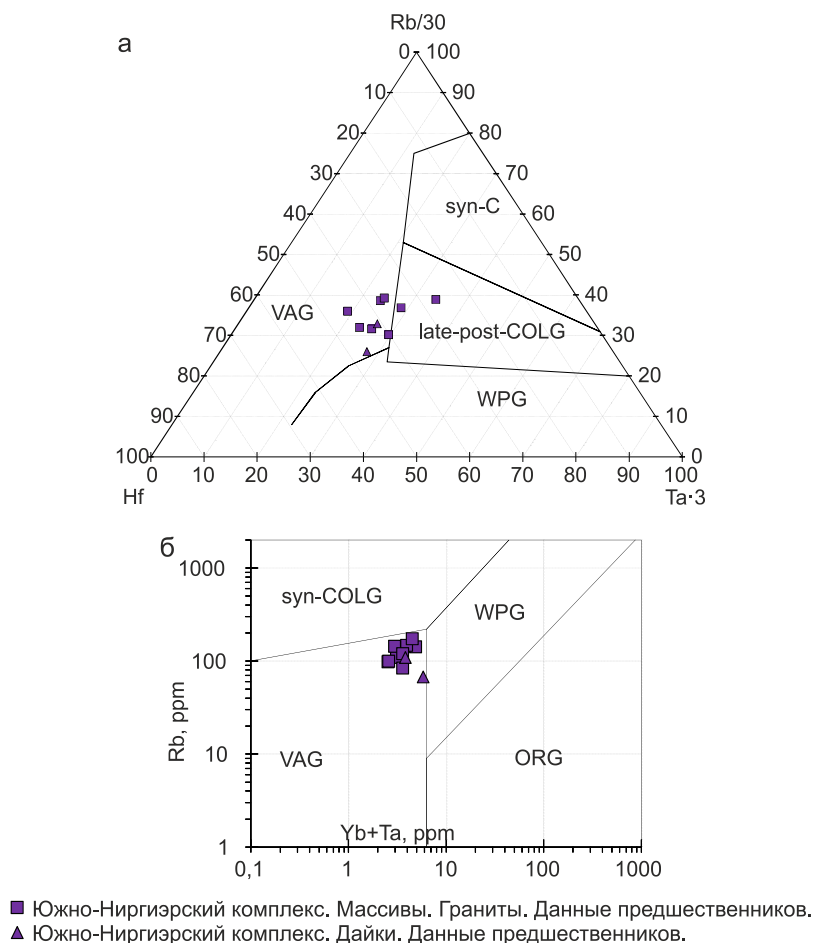
**Рис. 67. Диаграмма в координатах A/NK ( $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ ) и A/CNK ( $Al_2O_3/CaO - Na_2O + K_2O$ ) в молекулярных количествах, для разделения гранитоидов по типам пород [Maniar and Piccoli, 1989].**

Данные взяты из табл. 8 в DB\DOPM\Магматизм.

Данные микроэлементного анализа основных пород комплекса, нанесенные на тройные дискриминационные диаграммы, по содержаниям Th-Hf-Ta породы являются островодужными известково-щелочными базальтами (рис. 60, а). На дискриминационной диаграмме La-Y-Nb для базальтов основные породы комплекса попадают в поле известково-щелочных базальтов вулканических дуг (рис. 60, б). Породы комплекса по Th/Yb и Ta/Yb отношениям являются известково-щелочными надсубдукционными образованиями энсиалических вулканических дуг и активных континентальных окраин (рис. 60, в).

Данные микроэлементного анализа пород комплекса и анализ распределения Rb, Yb, Ta между главными типами гранитоидов, показывают на дискриминационных диаграммах [Pearce, Harris, Tindle, 1984] принадлежность пород к образованиям вулканических дуг. По распределению Rb, Hf и Ta на

треугольной дискриминационной диаграмме для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986] породы второй фазы комплекса также являются преимущественно вулканодужными образованиями (рис. 68.).



**Рис. 68. Дискриминационные диаграммы для магматических образований южно-ниргизского комплекса.**

*а* – дискриминационная диаграмма Rb/30 – Hf – 3·Ta для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных; VAG – вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийных; late-post-COLG – поздне- и постколлизийных; *б* – дискриминационная диаграмма Rb, Yb, Ta [Pearce, Harris, Tindle, 1984]; поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийные граниты. Данные взяты из табл. 8 в DB\ДОПМ\Магматизм.

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения кислых пород комплекса имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 6,92-17,73$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 6,98-10,06$ ;  $Gd/Yb = 0,69-1,84$ ). Основ-

ные и средние породы имеют более пологий тренд распределения P3Э (La/Yb = 3,42–8,04; La/Sm = 2,81–5,09; Gd/Yb = 1,23–1,72). Породы кислые обогащены P3Э, общая сумма редких земель ( $\Sigma\text{REE} = 87,12\text{--}233,80$  ppm), и сопоставимы со сильно фракционированными надсубдукционными гранитоидами (Rb = 104 ppm;  $\Sigma\text{REE} = 162,34$  ppm [Velikoslavinskii, 2003]. Распределение кислых пород имеет отрицательную европиевую аномалию, также встречаются разности с ее отсутствием ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,18\text{--}1,02$ ). Для основных и средних пород общая сумма редких земель –  $\Sigma\text{REE} = 48,15\text{--}147,55$  ppm, породы сопоставимы со слабо фракционированными надсубдукционными гранитоидами (Rb = 32 ppm;  $\Sigma\text{REE} = 5,1$  ppm [Velikoslavinskii, 2003], также наблюдается слабая отрицательная европиевая аномалия либо ее отсутствие ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,71\text{--}1,14$ ) (рис. 69, а).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 69, б) пород комплекса наблюдается обогащение крупноионными литофильными элементами для кислых пород и меньшее для основных и средних пород. Распределения в целом имеют равномерное обогащение элементами по степени их некогерентности с явными отрицательными аномалиями по Sr, P, Eu, Ti для кислых пород, и положительной аномалией по Sg для основных и средних пород. Для всех пород характерно наличие отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. Отрицательные и положительные аномалии Sg связаны с фракционированием плагиоклаза и появлением куммулусного плагиоклаза в основных и средних породах, наличие при этом и Eu аномалии говорит о переходе к более восстановительным условиям. Отрицательные аномалии P, Ti связаны с фракционированием аппатита и титанистых минералов.

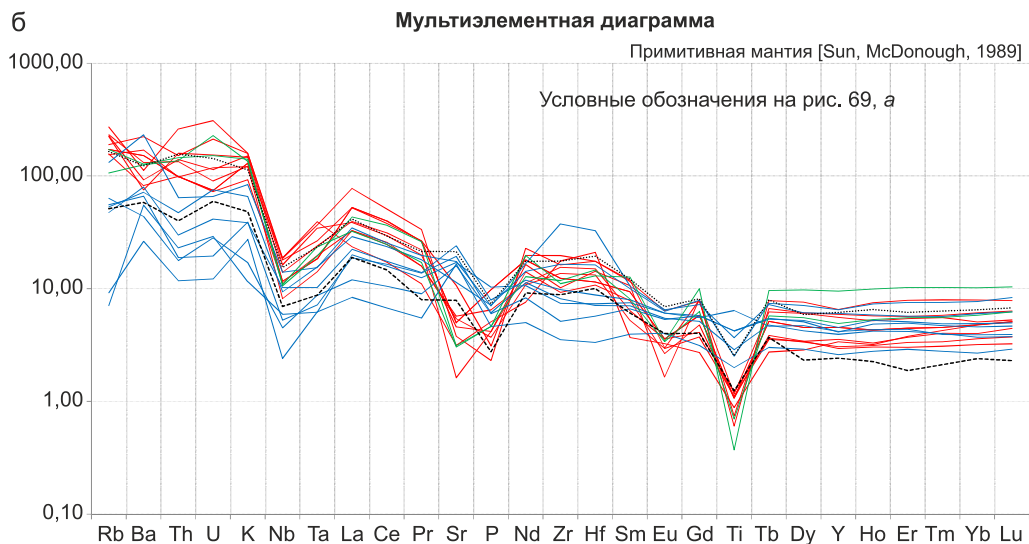
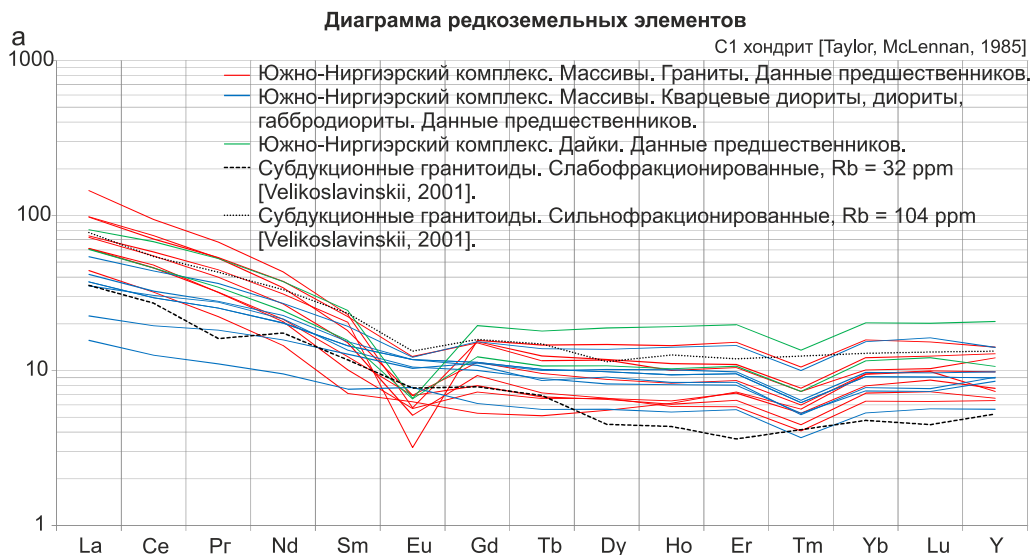
Породы комплекса принадлежат к диорит-гранодиоритовому и гранитовому формационному типу магматических пород малых интрузивных тел, свойственной для геодинамических обстановок энсиалических островных дуг, также их пространственная связь с близкими по составу вулканическими породами, образуя латеральный ряд, свидетельствует об энсиалических островодужных обстановках [Фролова, 1997; Основы геодинамического анализа ... , 1997].

Имеющиеся определения абсолютного возраста для пород Салтага-Тасского –  $141,2 \pm 1,4$  млн лет, Еленняхского –  $146 \pm 0,9$  млн лет, Анхайдахского –  $139,5 \pm 1,9$  млн лет массивов, полученные U-Pb методом по цирконам [ГК-200, R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Петров, 2013ф], дают основание отнести комплекс к раннемеловому, берриасскому возрасту (табл. 1).

Таблица 1

**Абсолютный возраст пород южно-нирзиэрского комплекса**

Массив	Возраст, млн лет	Метод датирования	Источник
Салтага-Тасский	$141,2 \pm 1,4$	U-Pb методом по цирконам	Петров, 2013ф
Еленняхский	$146 \pm 0,9$		
Анхайдахский	$139,5 + 1,9$		



**Рис. 69. Диаграммы для магматических образований южно-ниргизского комплекса.**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на С1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *b* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 8 в DB\ДОРМ\Магматизм.

## РАННЕМЕЛОВЫЕ БЕРРИАС-БАРРЕМСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования этого возраста расположены в южной половине листа в пределах Северо-Восточной СФО. Северо-Восточная СФО делится на Тас-Хаяхтахскую и Адычанскую СФЗ. Адычанская СФЗ на территории листа представлена Полоусненской СФПЗ. Бакы-дербекинский берриас-валанжинский плутонический комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый, арга-эмнекенский валанжин-готеривский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый и омчикандинский готерив-барремский плутонический комплекс лейкогранит-гранитовый расположены в пределах Полоусненской СФПЗ Адычанской СФЗ и Тас-Хаяхтахской СФЗ. Саханьинский валанжинский плутонический комплекс гранит-лейкогранитовый распространен только в пределах Тас-Хаяхтахской СФЗ (рис. 70).

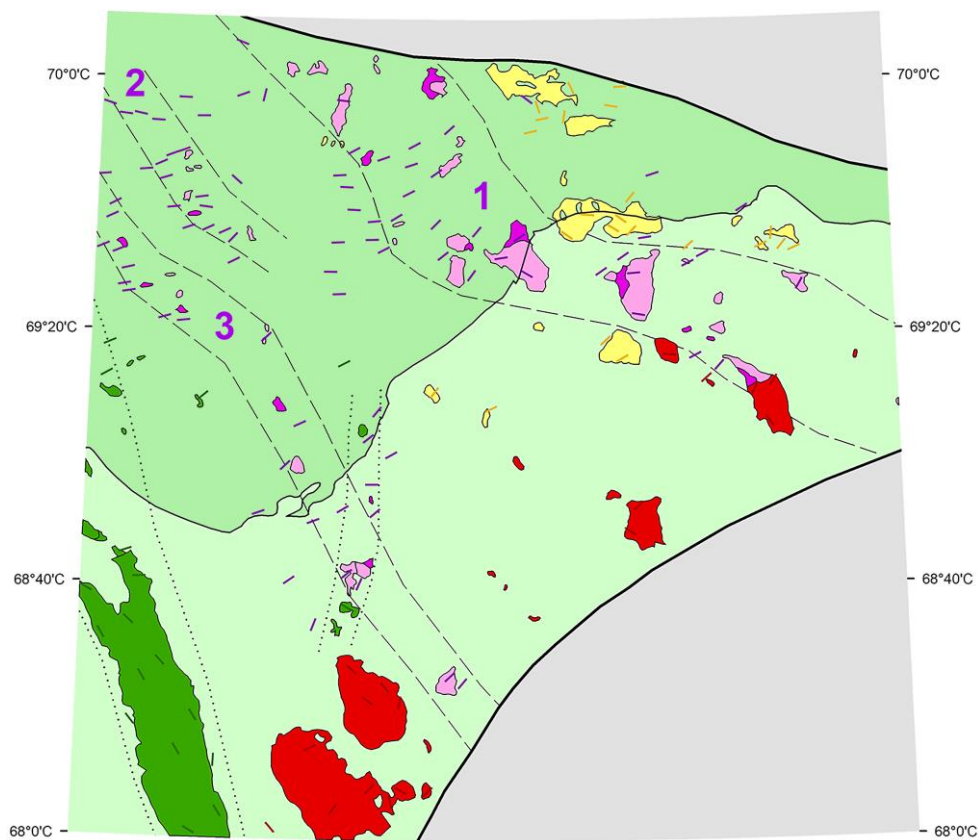
**Бакы-дербекинский плутонический диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс.** Магматические образования комплекса распространены в пределах хребтов Хадаранья, Буркат и южной части Селенняхского хребта. Комплекс был выделен под этим названием при составлении Легенды Верхоянской серии листов ГК РФ масштаба 1 : 200 000 (1999 г.) как комплекс гранитоидов поперечных рядов.

На рассматриваемом листе комплекс представлен крупными массивами гранитоидов, поперечными по отношению к складчато-надвиговым структурам, а также небольшими штокообразными телами и дайками от основного до кислого состава, образующими поперечные складчато-надвиговым структурам магматические ряды. Поперечные ряды хорошо выражены в магнитном поле отрицательными магнитными аномалиями. Роговики, напротив, характеризуются положительной намагниченностью и образуют вокруг массивов каемку положительных аномалий.

Крупными массивами, относящимся к комплексу, являются Хадараньинский, Буркатский и Эбенский. Буркатский массив, судя по единому ореолу ороговикования с Хадараньинским массивом, является частью Хадараньинского батолита. Дайки располагаются как в крупных массивах, так и в пределах поперечных рядов.

Размещение поперечных рядов контролируется глубинными разрывными нарушениями северо-западного простирания, однако даки в поперечных рядах ориентированы согласно структурам северо-восточного простирания. Вмещающими породами для образований комплекса являются терригенные и, редко, вулканогенно-терригенные отложения триасового и юрского возрастов.

Становление комплекса на территории листа происходило в две фазы гомодромной последовательности. Первая фаза представлена малыми штоками кварцевых диоритов, дайками диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов и андезит-порфиритов, входящих главным образом в состав поперечных рядов. Вторая фаза представлена гранитами, слагающими крупные плутоны и сопутствующие им дайки, штоками и дайками поперечных рядов гранодиоритами апикальных частей гранитоидных плутонов и малых тел поперечных рядов; а также дайками гранодиорит-порфиритов, гранит-порфиритов,



**Северо-Восточная СФО (VII)  
Адычанская СФЗ (VII-2)**

VII-2.1 Полуосненская СФЗ

**Северо-Восточная СФО (VII)**

VII-1 Тас-Хаяхтасская СФЗ

Площади, на которых районированные образования отсутствуют

Границы структурно-фациальных областей (СФО)

Границы структурно-фациальных зон (СФЗ)

Границы структурно-фациальных районов (СР)

а б Омчикандинский плутонический комплекс лейкогранит-гранитовый: а – массивы, б – дайки

а б в Арга-эзнэкенский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый. Массивы: а – кварцевых диоритов, диоритов, б – гранодиоритов, в – дайки

а б Саханьинский плутонический комплекс гранит-лейкогранитовый: а – массивы, б – дайки

а б Бакыдербекинский плутонический комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый: а – массивы, б – дайки

Латеральные магматические ряды арга-эзнэкенского комплекса

1 Арга-эзнэкенский магматический ряд

2 Иргиченский магматический ряд

3 Селенныхский магматический ряд

Латеральные магматические ряды бакы-дербекинского комплекса

**Рис. 70. Схема размещения раннемеловых (берриас-барремских) магматических образований.**

андезидацитов, дацитов, риолит-порфиров, лейкогранитов, аплитовидных гранитов, аплитов. Взаимодействие фаз определяется тем, что породы I фазы, представленной более основными породами, претерпели воздействия на них гранитоидов II фазы комплекса в виде контактового метаморфизма, пересечены дайками кислого состава II фазы. В гранитоидах комплекса присутствуют ксенолиты более основных пород [ГК R-53 – Нижнеянск, 2020].

**Первая фаза бакы-дербекинского комплекса** ( $q\delta, \delta l, \delta, q\delta l K_1, bd_1$ ) проявлена малыми интрузиями в поперечных рядах и вблизи крупных массивов. К I фазе относится штокообразное тело в юго-восточной части Буркатского массива, Джебтогунская группа штоков (рис. 32, № 89), Дзябдыгинский массив (рис. 32, № 90), Кинели-Тас (рис. 32, № 62) сложенные кварцевыми диоритами, редко тоналитами, и мелкие интрузии кварцевых диоритов, не отображенных на геологической карте по условиям масштаба, а также дайки диоритов, диорит-порфиров и кварцевых диорит-порфиров.

Массив Кинели-Тас (рис. 32, № 62) – овальное в плане тело площадью 16 км<sup>2</sup>, с крутопадающими (до 70°) в сторону вмещающих пород контактами. Он сложен мелко- и среднезернистыми тоналитами, иногда гранодиоритами. В наиболее эродированных участках массива породы близки по составу к плагиогранитам, а в узкой зоне эндоконтакта – к кварцевым диоритам и диоритам [Петров, 2010ф].

Дзябдыгинский массив (рис. 32, № 90) расположен на левобережье левой составляющей р. Нагондя, в северо-восточной части площади и прорывает юрские туфово-терригенные отложения чемегединской и сетакчанской свит. В наиболее возвышенных участках в центральной части встречаются фрагменты пород кровли [Узюнкоян, 1966ф]. В эндоконтакте породы мелкозернистые, часто имеют субвулканический облик. Величина относительного эрозионного среза составляет около 400 м. Вмещающие вулканогенно-терригенные и терригенные породы раннеюрского возраста на контакте с массивом ороговикованы. В породах массива образуется зона закалки, вмещающие породы ороговикованы. Представлен массив в западной части мелкозернистыми роговообманково-биотитовыми диоритами и кварцевыми диоритами, гранодиоритами и тоналитами, среди которых на местности четко выделяются локальные участки среднезернистых лейкократовых и меланократовых диоритов. В южной части массива развиты среднезернистые порфировидные, лейкократовые плагиограниты и гранодиориты. Переходы между всеми разновидностями пород постепенные, что указывает на однофазное внедрение магматического расплава с его последующей локальной дифференциацией [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Джебтогунская группа штоков (рис. 32, № 89) представлена пятью разрозненными выходами общей площадью 1–2 км<sup>2</sup>, штоки прорывают юрские туфо-терригенные отложения. Контакты секущие, крутые. Вмещающие породы слабо ороговикованы. Представлены штоки мелкозернистыми диоритами и кварцевыми диоритами [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Дайки диорит-, кварцевых диорит-порфиров приурочены к поперечным рядам и внедрены в юрские терригенные отложения. Протяженность даек колеблется от первых сотен метров до 1 км, редко до 3–4 км, мощность от 0,5 до 3–4 м, редко до 10 м, дайки залегают субсогласно с вмещающими порода-



ми. Эндоконтакты крупных даек нередко сложены андезит-порфиритами [Пышко, 2002ф].

Метаморфические преобразования во вмещающих породах вокруг тел комплекса представлены пятнистыми и узловатыми роговиками со скоплениями хлорита, карбоната и мусковита с редкими порфиробластами кордиерита и андалузита. Иногда преобразования выражены интенсивным окварцеванием, калишпатизацией с образованием порфиробласт ортоклаза, биотитизацией и сульфидизацией пород. Ширина ореолов контактово-метаморфизованных пород не превышает 0,5 км [Пышко, 2002ф].

*Кварцевые диориты (qδ) и диориты (δ)* – массивные светло- и темно-серые они представляют собой полнокристаллические, равномернозернистые, среднезернистые, в приконтактных частях мелкозернистые, часто порфировидные породы с гипи-, аллотриаморфнозернистой со сравнительно редкими участками микропегматитовой и пойкилитовой структурой. Средний размер зерен – 0,1–0,6 мм в равномернозернистых разностях до 0,2–2 мм в разностях с порфировым строением. По минеральному составу среди кварцевых диоритов и диоритов выделяются: биотит-амфиболовые (плаггиоклаз – 58–65 %, амфибол – 4–22 %, биотит – 5–17 %, кварц – 4–16, калиевый полевой шпат – 2–10 %) [ГК R-54-XIX,XX, 1979]; амфибол-пироксеновые (плаггиоклаз – 60 %, амфиболы – 7,4 %, пироксен – 9,5 %, кварц – 12,3 %, калиевый полевой шпат – 3,5 %, биотит – 3,0 %); пироксенсодержащие амфибол-биотитовые (плаггиоклаз – 50 %, кварц – 19,1 %, биотит – 7,5 %, амфибол – 10,3 %, пироксен – 4,3 %, акцессорные минералы – 2,3 %) [Пышко, 2002ф]; а также пироксен-биотит-амфиболовые, амфибол-биотит-пироксеновые разности [Сотников, 1996ф]. Плаггиоклаз образует таблитчатые зерна и таблички и по составу отвечает андезину и андезин-олигоклазу с прямой зональностью. Вторичные изменения выражены серицитизацией [Пышко, 2002ф; Сотников, 1996ф]. Орто- и клинопироксен образует субидiomорфные изометрические зерна в интерстициях между выделениями плаггиоклаза, сильно изменен, уралитизирован или замещен роговой обманкой. Клинопироксен в неизменном виде диагностируется только в реликтах, где его состав соответствует авгиту [Пышко, 2002ф]. Свежие зерна ортопироксена встречаются довольно редко, они слабо окрашены в буроватые и светло-коричневые тона, по химическому составу соответствуют гиперстену [Сотников, 1996ф]. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, часто замещается актинолитом и биотитом, вплоть до полных псевдоморфоз [Пышко, 2002ф]. Железистость роговой обманки составляет 44,2 %, наряду с высокой титанистостью (0,6–1,5 %), что свидетельствует о высокотемпературных условиях кристаллизации при общем низком давлении [Сотников, 1996ф]. Биотит представлен двумя генерациями: в виде таблитчатых выделений с плеохроизмом от красновато-коричневого до соломенно-желтого и мелкочешуйчатый, образующий скопления в интерстициях табличек плаггиоклаза и вокруг зерен амфибола [Пышко, 2002ф]. По химическому составу характеризуется низкими значениями железистости (до 37 %), что также свидетельствует о высокотемпературных условиях образования [Сотников, 1996ф]. Кварц образует ксеноморфные зерна и их сростки, часто с включениями выделений плаггиоклаза и темноцветных минералов [Пышко, 2002ф; Сотников, 1996ф]. В качестве акцессор-

ных минералов во всех породах комплекса постоянно присутствует ильменит, встречаются редкие зерна апатита и циркона [Сотников, 1996ф].

*Тоналиты* – массивные мелкозернистые порфиroidные породы с гипидиоморфнозернистой, призматическизернистой структурой основной массы и большим количеством вкрапленников (20–50 % объема пород). Из акцессориев установлены апатит, циркон, ильменит, гранат. Вторичные минералы представлены хлоритом, альбитом, актинолитом, серицитом, карбонатом. В отдельных разновидностях, приближающихся по минеральному составу к плагиогранитам, при отсутствии калишпата отмечаются повышенные содержания плагиоклаза (70–73 %) и кварца (24–27 %) [Пышко, 2002ф].

*Диорит-порфириты* ( $\delta\pi$ ) отличаются от вышеописанных пород отсутствием во вкрапленниках и основной массе калишпата и кварца. Макроскопически это – зеленовато-серые, темно-серые мелкозернистые, реже тонкозернистые порфиroidные породы с таблитчатыми выделениями полевого шпата, роговой обманки, редко – кварца и биотита. Размер порфиroidных выделений – от 1–2 до 6 мм, а их количество в общей массе породы составляет 15–45 %. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая с участками аллотриоморфнозернистой и микропойкилитовой. Состав плагиоклаза изменяется от лабрадора до андезина. Из акцессорных минералов в диоритовых порфиroidитах всегда отмечаются апатит, ильменит, циркон, реже сфен, ортит, гранат, рудный минерал. Вторичные изменения выражаются в серицитизации и карбонатизации плагиоклазов и хлоритизации темноцветных минералов [ГК R-54-XIX, XX, 1979].

*Кварцевые диорит-порфириты* ( $\delta\delta\pi$ ) – темно-серые порфиroidные породы с микродиоритовой основной массой, сложенной плагиоклазом, биотитом, кварцем, редко калишпатом. Вкрапленники представлены плагиоклазом, по составу варьирующим от лабрадора № 53 до андезина № 43–46, биотитом, роговой обманкой, очень редко – кварцем. Пироксен наблюдается только в реликтах. Из акцессориев установлены циркон, сфен, апатит, рудный минерал, вторичные минералы представлены карбонатом, хлоритом, серицитом. Фенокристаллы в кварцевых диорит-порфиroidитах отдельных даек представлены незональным олигоклазом [Сотников, 1996ф].

**Вторая фаза бакы-дербекинского комплекса** ( $\gamma, \lambda\pi, \iota\gamma, \alpha, \rho K, \delta_2$ ) представлена кислыми породами. На нее приходится основной объем внедрившихся пород. Из них большая часть приходится на граниты, которые слагают крупные массивы: Хадараньинский (рис. 32, № 86), Буркатский (рис. 32, № 85) и Эбенский (рис. 32, № 54) массивы, сложенные гранитами и гранодиоритами. Гранодиориты встречаются в апикальных частях батолитов. Граниты образуют малые тела: Тасапский (рис. 32, № 57), Эркичанский (рис. 32, № 18), Озерный (рис. 32, № 55, 56), Кигиляхский (рис. 32, № 52), гранодиориты – Кинели-Тасский (рис. 32, № 62) поперечных рядов. Ко II фазе относятся также слагающие дайки поперечных рядов гранодиорит-порфиroidов, гранит-порфиroidов, андезидацитов, дацитов, риолит-порфиroidов, и, кроме того, тесно ассоциирующие с крупными массивами дайки лейкогранитов, аплитовидных гранитов, аплитов, жилы пегматитов.

Хадараньинский массив (рис. 32, № 86) крупный батолитоподобный протягивается в северо-западном направлении (правобережье р. Селеннях), фор-

мируя одноименный хребет, прорывает верхнетриасовые и нижнеюрские сложнодислоцированные терригенные толщи [Пышко, 2002ф].

Массив сложен гранитами биотитовыми мелко- и среднезернистыми, крупнозернистыми и порфиroidными, составляющие основной объем интрузивных масс. Порядок кристаллизации и типоморфизм породообразующих минералов характеризует высокотемпературные условия кристаллизации расплава на протяжении всего процесса [Сотников, 1996ф]. Становление массива споровождалось внедрением даек гранит-порфиров, аплитовидных гранитов, лейкогранитов, аплитов, и жил пегматитов. Взаимопереходы между породами массива и даек в большинстве случаев постепенные, но фиксируются достаточно четко, на отдельных участках отмечались случаи резких контактов. Внутри самих тел даек наблюдаются постепенные переходы между фаціальными разновидностями [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

В гравитационном поле массив характеризуется четко выраженным минимумом силы тяжести, коррелируемым с понижением уровня аномального магнитного поля. В магнитном поле массив характеризуется отрицательными значениями (до  $-80$  нТл). Границы массива подчеркиваются резким сгущением изолиний и сменой характера поля, связанным, вероятно, с интенсивной приконтактной пирротиновой минерализацией вмещающих ороговикованных пород. Аномалии положительного знака, оконтуривающие интрузию, имеют форму узких, вытянутых вдоль линии контакта в северо-западном направлении, уплощенных овалов с максимальными значениями до  $+50$  нТл.

Выход массива на дневную поверхность имеет вытянутую форму в северо-западном направлении. По длинной оси на данном листе он составляет  $90$  км, при ширине  $20$  км. Наиболее эродированы южная и центральная части массива, его северная часть менее эродирована и раздвоена. Углы падения восточного контакта достигают  $60-70^\circ$ . Западный контакт более крутой:  $70-85^\circ$ . Линия восточного контакта осложнена многочисленными мелкими апофизами и заливами [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

Северный контакт массива осложнен разломом северо-восточного простирания. У этого контакта встречаются штокообразные и линейные тела диоритов и кварцевых диоритов I фазы, не показанные на геологической карте по условиям масштаба. На контакте с телами кварцевых диоритов и диоритов I фазы комплекса, состав пород эндоконтакта массива отвечает плагииогранитам и гранодиоритам. Эти породы имеют ограниченное распространение и образовались, по-видимому, в результате ассимиляции тела кварцевых диоритов [Сотников и др., 1996ф]. Эндоконтакт массива с терригенными породами сложен аплитовидными гранитами и аплитами.

В гранитоидах массива отмечаются системы крутопадающей трещиноватости северо-западного и северо-восточного простираний. С трещинами северо-западного простирания связана локальная, слабо выраженная грейзенизация с привнесом турмалина, а с наиболее крупными из них – мощные зоны катаклаза. Кроме того, вдоль протяженных разломов и на прямолинейных участках тектонически осложненного западного контакта массива широко проявлена микроклинизация гранитоидов [ГК R-54- XXXI,XXXII, 2015].

Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород вокруг Хадараньинского массива в его западном контакте составляет  $1-1,5$  км, в восточном –

2–2,5 км. Непосредственно вблизи контакта с гранитоидами породы преобразованы в кордиерит-биотит-кварцевые и биотит-кварцевые роговики с турмалином и амфибол-биотитовыми роговиками. Отмечается сульфидизация пород в виде рассеянной вкрапленности пирита, иногда пирротина. По мере удаления от контакта они сменяются пятнистыми и узловатыми роговиками со скоплениями хлорита, карбоната и мусковита, иногда в них фиксируются реликты первичных структур осадочных пород. Внешние зоны контактового ореола сложены слабо измененными терригенными породами [Пышко, 2002ф; ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015]. Мощный ореол контактово-метаморфизованных пород предполагает становление массива в «закрытой» системе [Сотников, 1996ф].

Буркатский массив (рис. 32, № 85) расположен у западной рамки листа, на правом берегу р. Ольде, среди отложений эльбукской свиты средней юры и имеет овальную в плане форму с ориентировкой длинной оси в северо-западном направлении. В пределах листа R-54 расположены центральная и юго-восточная части массива протяженностью 8–8,2 км при ширине от 2 до 3,8 км и площадью около 24 км<sup>2</sup>. Интрузив сложен среднезернистыми биотитовыми и амфиболсодержащими биотитовыми гранитами, по направлению к контакту сменяющимися амфибол-биотитовыми тоналитами и гранодиоритами, площадь выходов которых увеличивается в юго-восточном направлении, по контуру массива наблюдается оторочка кварцевых диоритов шириной 200–500 м. Апикальная часть массива имеет сводовую форму и полого погружается в юго-восточном направлении, что подтверждается поведением ореола контактово-метаморфизованных пород, расширяющегося на юго-восток и являющегося общим для Буркатского и Хадараньинского массивов. Северо-восточный и юго-западный контакты массива крутые [Пышко, 2002ф].

Эбенский массив (рис. 32, № 54) расположен на правом берегу р. Селенных на западной рамке листа и на рассматриваемой площади представлен только западной частью. В плане массив имеет неправильную, вытянутую на северо-запад вдоль осевой части хребта форму. Площадь его выходов на дневную поверхность на территории листа составляет около 5,5 км<sup>2</sup>. На северо-восточном и юго-восточном контактах массив перекрыт неогеновыми отложениями. По данным геофизики величина интрузива существенно больше. Западный и юго-западный контакты массива с отложениями верхнего триаса проходят по водоразделу и имеют сложную извилистую форму, с многочисленными апофизами во вмещающие породы. По данным ГГС-50 [Сотников и др., 1996ф] западный контакт интрузии ступенчатый, его плоскость полого (30–40°) наклонена в сторону вмещающих пород, но на отдельных участках имеет пологое восточное падение под массив. Эндоконтакт и апофизы сложены мелкозернистыми гранитами, породы главной фации, слагающие восточную и северо-восточную части интрузии, представлены среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами [Пышко, 2002ф].

Тасапский массив (рис. 32, № 57) на левом притоке р. Селенных (р. Тас-Апп) прорывает отложения эльбукской свиты среднеюрского возраста. Массив имеет площадь около 15 км<sup>2</sup>, в плане имеет неправильную, вытянутую в субмеридиональном направлении форму. На дневной поверхности вскрыва-

ется приапикальная часть массива с пологим погружением западного и северо-западного контактов в сторону вмещающих пород, и относительно крутым падением юго-западного и восточного контактов также под вмещающие породы. По данным геофизики, его площадь составляет 106 км<sup>2</sup>. Массив сложен биотитовыми гранитами, в северном эндоконтакте – кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Для всех разновидностей пород характерно непостоянство структурно-текстурных особенностей, что выражается в сочетании на небольшой площади средне-, мелко- и неравномернозернистых структур. В северной части массива отмечается обилие интенсивно переработанных ксенолитов вмещающих пород. В породах Тасаппского массива проявлена серицитизация, развивающаяся по выделениям плагиоклаза и мелкочешуйчатого биотита и сопровождается мусковитизацией крупнопластинчатого биотита и образованием псевдоморфоз кварца по полевым шпатам [Пышко, 2002ф].

Массив Озерный (рис. 32, № 55, 56) расположен в долине левых истоков р. Чубукулах и вскрывается в обоих ее бортах. Западный выход представляет собой линейное тело субширотной ориентировки протяженностью около 2 км при ширине выходов 400–450 м, в юго-западной части расщепляющееся на две субпараллельные дайки, быстро выклинивающиеся по простиранию. Восточный выход имеет неправильно-изометричную форму с извилистыми сложными очертаниями и в восточном контакте осложнен апофизой, по простиранию переходящей в дайку мощностью до 20 м. Максимальной мощности интрузив достигает в средней части, где ширина развалов достигает 450–500 м. Общая протяженность выхода составляет 2–2,1 км. Массив и апофиза сложены биотитовыми гранит-порфирами, в центральной части выхода переходящими в среднезернистые граниты [Пышко и др., 2002ф].

Тюкюрский массив (рис. 32, № 53) размером 800 × 300–400 м, расположен на левобережье р. Селеннях. Он имеет неправильно-изометричную, вытянутую в меридиональном направлении форму и сложен среднезернистыми порфиroidными гранитами [Пышко и др., 2002ф].

Эбенский массив (рис. 32, № 54) расположен на правобережье р. Селеннях, на восточном склоне и в приводораздельной части хр. Тас-Хаяхта. В плане массив имеет неправильную, вытянутую на северо-запад вдоль осевой части хребта форму. Площадь его выходов составляет около 10 км<sup>2</sup>. В пределах листа расположена восточная часть массива протяженностью 5 км при ширине 1,5–1,8 км, площадью около 8 км<sup>2</sup>. Западный и юго-западный контакты массива с отложениями верхнего триаса проходят по водоразделу и имеют сложную извилистую форму, с многочисленными апофизами во вмещающие породы. Западный контакт интрузии ступенчатый, его плоскость полого (30–40°) наклонена в сторону вмещающих пород, но на отдельных участках имеет пологое восточное падение под массив. Эндоконтакт и апофизы сложены мелкозернистыми гранитами, породы главной фации, слагающие восточную и северо-восточную части интрузии, представлены среднезернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами и перекрыты в долине р. Селеннях четвертичными отложениями [Пышко и др., 2002ф].

Кигиляхский массив (рис. 32, № 52) вскрывается в правом борту долины р. Чубукулах, в 20 км к северо-востоку от Эбенского и в 10 км к северу от Тюкюрского массива, его размеры составляют 2 × 4 км. На дневной поверх-

ности вскрываются только северный и восточный контакты массива с отложениями эльбукской свиты. Судя по ширине ореола контактово-метаморфизованных пород и поведению в рельефе линии контакта, плоскость контакта довольно полого погружается в северном и северо-восточном направлениях под вмещающие породы. Массив сложен среднезернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами, в эндоконтакте – мелкозернистыми гранитами, и с юга и юго-запада перекрыт четвертичными отложениями Селенняхской впадины.

Интрузивные массивы комплекса сопровождаются многочисленными дайками гранит-порфиров, риолит-порфиров, лейкогранитов, аплитовидных гранитов, аплитов.

*Граниты биотитовые* ( $\gamma$ ) представляют собой плотные породы светло-серого цвета, различающиеся по зернистости от мелко- до крупнозернистых. Среднезернистые граниты массивные или порфиroidные, нередко такситовые породы с гипидиоморфнозернистой, гранитовой, с элементами пойкилитовой, структурой. Мелкозернистые граниты представляют собой порфиroidные породы с аллотриоморфнозернистой структурой основной массы. Плаггиоклаз в гранитах по составу отвечает олигоклазу  $An_{21-25}$ , до андезина  $An_{35}$ , нередко с прямой ритмичной зональностью. В порфиroidных выделениях плаггиоклаз характеризуется прямой зональностью. Вторичные изменения выражены слабой серитизацией центральных зон и слабо выраженной альбитизацией периферии зерен. Биотит кристаллизуется одновременно с плаггиоклазом и образует удлинённые таблички, плеохроирующие от тёмно-коричневых, почти чёрных, до соломенно-желтых тонов. В виде единичных зерен отмечается амфибол, представленный актинолитизированной бурозеленой роговой обманкой. Калиевый полевой шпат выделяется в виде крупных зерен неправильной формы, выполняет свободное пространство, ксеноморфен по отношению к плаггиоклазу и представлен слабо пелитизированным ортоклаз-пертитом. Кварц образует мелкие, преимущественно изометричные, зерна и их скопления, а также симплектитовые сростки с калиевым полевым шпатом. Средний минералогический состав (%) пород: плаггиоклаз – 30, калиевый полевой шпат – 25, кварц – 30, биотит – 10–13, амфибол – до 2. В составе аксессуарных минералов преобладают апатит, циркон и ортит, в пегматоидных породах отмечены единичные зерна шпинели [Сотников, 1996ф; Пышко, 2002ф; ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

*Гранит-порфиры* представляют собой полнокристаллические породы с резко выраженной порфиroidной текстурой, порфиroidной, гломеропорфиroidной структурами и тонкозернистой и аплитовой основной массой. Вкрапленники размером 0,5–0,8 мм составляют 15–25 % от объема породы и представлены калинатовым полевым шпатом, реже – округлыми зернами кварца. Состав основной массы (%): плаггиоклаз ( $An_{28-32}$ ) – 20, калиевый полевой шпат – 42, кварц – 35, биотит – 3. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом и рудным минералом, эпимагматические – хлоритом, соссоритом, мусковитом, минералами эпидот-цоизитовой группы [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

*Риолит-порфир* ( $\lambda$ ) представляют собой породы желтовато- и розовато-серого цвета с четкой порфиroidной структурой. Структура основной массы

микроройкилитовая, микроаллотриоморфнозернистая. Основная масса породы состоит из кварца, плагиоклаза ( $An_{10}$ ) и мелких чешуек нацело хлоритизированного биотита. Размер отдельных зерен – 0,03–0,1 мм, кварц-калишпатовых сферолитов – от 0,18 до 0,35 мм. Вкрапленники в риолит-порфирах составляют 25–35 % объема породы и представлены кварцем и плагиоклазом. Размер их изменяется от 0,42 до 3 мм, иногда до 7 мм. Акцессорные минералы (единичные зерна) – апатит, циркон, ортит, рудный минерал, реже ильменит [ГК R-54-XIX, XX, 1979].

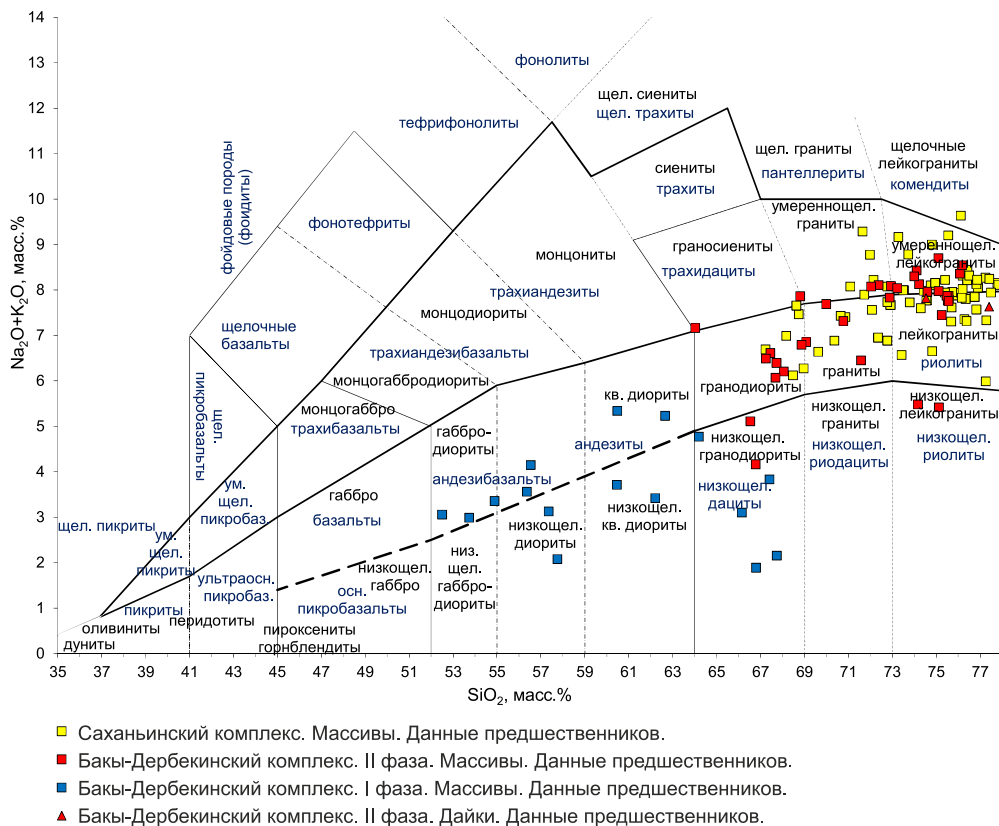
*Аплитовидные граниты и лейкограниты* ( $\iota\gamma$ ) – полнокристаллические светло-серые, серовато-белые мелкозернистые породы с аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой структурой. Порода состоит (%) из плагиоклаза ( $An_{21-29}$ ) – 20–25, калиевого полевого шпата (представлен ортоклазом) – 28–40, кварца – 27–35, биотита <1, турмалина – около 5. Акцессорные минералы представлены титанитом, ортитом, апатитом и цирконом. Постмагматические изменения: пелитизация и серицитизация [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015; Пышко, 2002ф].

*Аплиты* ( $\alpha$ ) – светло-серые с розоватыми и желтоватыми оттенками, плотные, мелкозернистые породы, образующие мелкие тела и многочисленные дайки внутри массивов. Структура аплитовая, местами микропегматитовая. Процентный минеральный состав пород крайне неоднороден. Главными породообразующими минералами являются кварц – 30–45 %, калиевый полевой шпат – 25–40 %, плагиоклаз ( $An_{18-30}$ ) – 20–35 % и биотит – 1 %. В группу акцессорных минералов входят циркон и апатит, а вторичные минералы представлены соссуритом и пелитовыми продуктами [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

*Пегматиты* ( $\rho$ ) слагают субгоризонтальные тела мощностью 10–15 см, в раздувах до 0,5 м. Структура типично пегматитовая. Часто сопровождаются узкой каймой (до 2 см) обогащенных биотитом вмещающих гранитов. Состоят из кварца, полевых шпатов, биотита и, спорадически, турмалина. Размеры зерен варьируют в зависимости от мощности жил, достигая 10–15 см (полевой шпат, кварц). Иногда встречается столбчатые кристаллы дымчатого кварца [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

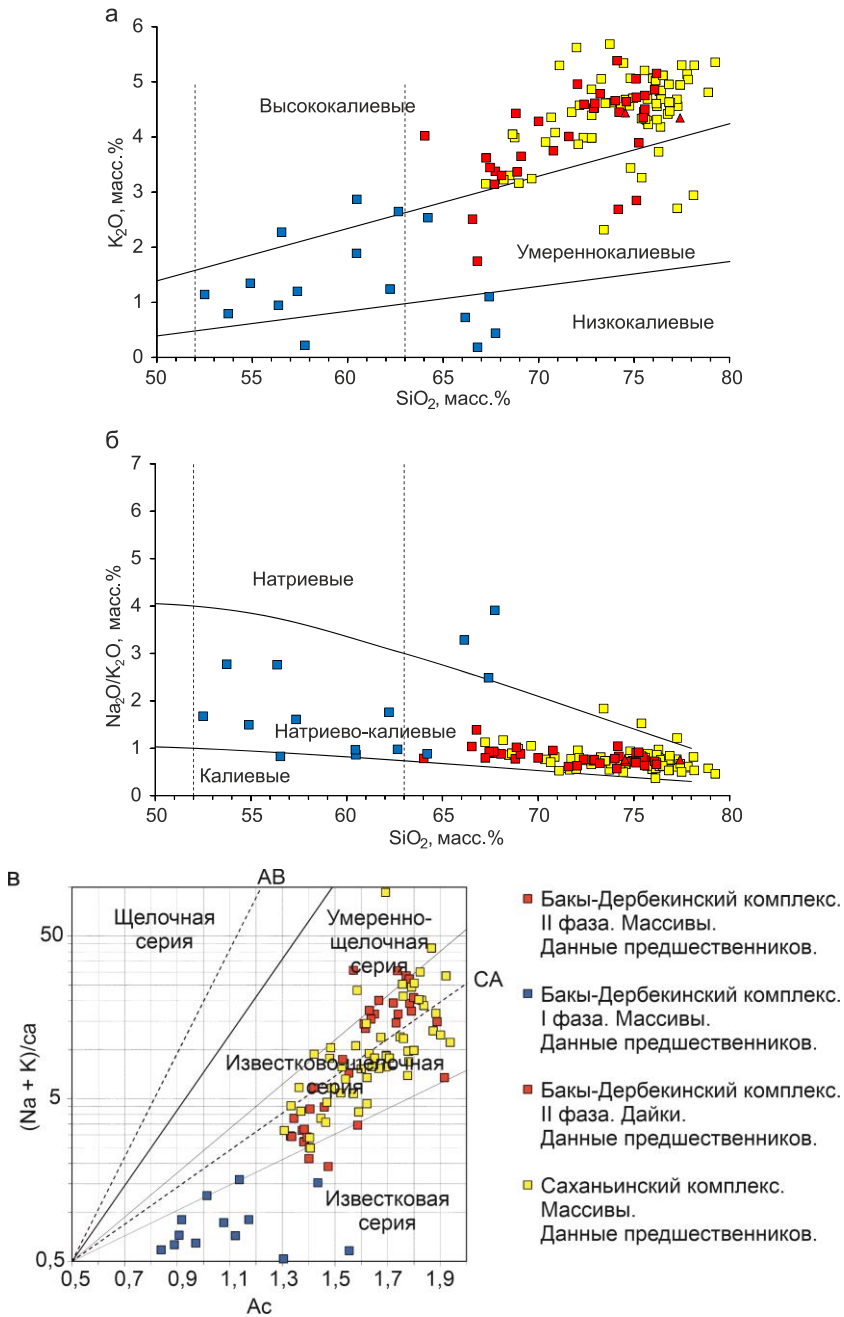
Для пород комплекса характерно широкое развитие процессов автотометасоматоза. В пределах выходов интрузий на поверхность слагающие их граниты в той или иной степени грейзенизированы и участками преобразованы в серицит-мусковитовые грейзены с топазом, флюоритом и турмалином (Эбенский, Кигиляхский, Тюкюрский массивы). В зальбандах крупных кварцевых жил граниты грейзенизированы, в штокверках – пропицитизированы [Пышко, 2002ф]. Автотометасоматические преобразования в породах комплекса проявлены преимущественно в эндоконтактных зонах и представлены биотитизацией, серицитизацией и сульфидизацией (пиритизацией) пород. Биотитизация выражена перекристаллизацией крупнопластинчатого биотита в мелкочешуйчатые агрегаты, образующиеся также по трещинам в полевых шпатах и в межзерновых промежутках между ранними минералами. Биотитизация сопровождается развитием пирита в скоплениях мелкочешуйчатого биотита и по отдельным его крупнопластинчатым выделениям [Пышко, 2002ф].

Породы первой фазы комплекса по химическому составу на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля от габбродиоритов до кварцевых диоритов, низкой и нормальной щелочности. Для Дзябдыгинского массива характерны гранодиоритовые разности пониженной щелочности (рис. 71). Породы являются низко- и умереннокалиевыми, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым и натриевым (рис. 72, а, б). Породы высоко- и, редко, весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $a_1'$  от 1,0 до 3,4, коэффициент фракционирования  $K_f = 35,1-80,0$ . Степень окисленности железа  $F = 0,1-0,3$ , содержания  $Na_2O_3 = 1,8-2,6\%$ ,  $K_2O = 0,2-2,9\%$ , общей щелочностью 2,1–5,2% преимущественно с преобладанием  $Na_2O$ ,  $CaO = 4,1-13,9\%$ . На диаграмме AFM породы комплекса преимущественно принадлежат к известково-щелочной серии, на петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca-Ac$  породы образуют известковую серию (рис. 73; 72, в). По нормативному составу породы являются диопсид-нормативными (умеренноглиноземистыми), с содержанием нормативного диопсида  $d_i = 2-20\%$  (табл. 9 в DB\DOPM\Магматизм).



**Рис. 71.** Диаграмма щелочности–кремнекислотности для магматических образований баки-дербекинского и сахьянского комплексов [Петрографический кодекс, 2008].  
 Данные взяты из табл. 9, 10 в DB\DOPM\Магматизм.

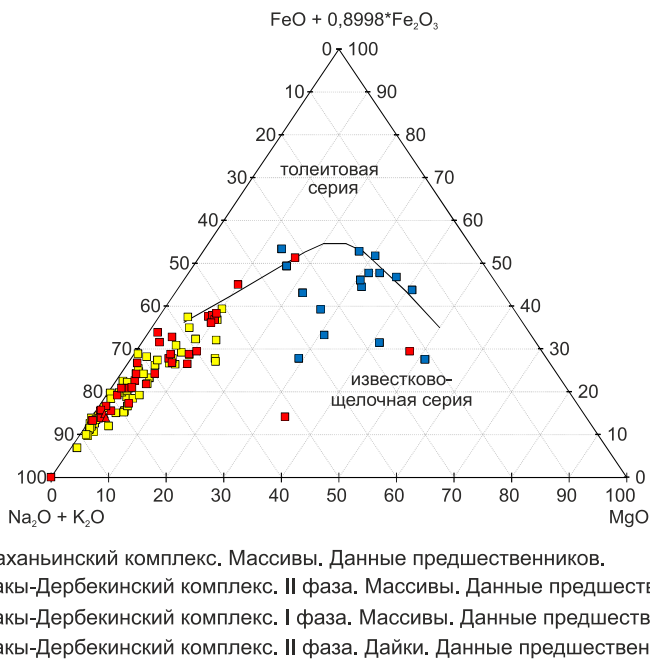




**Рис. 72. Диаграммы для магматических образований баки-дербекинского и саханьинского комплексов:**

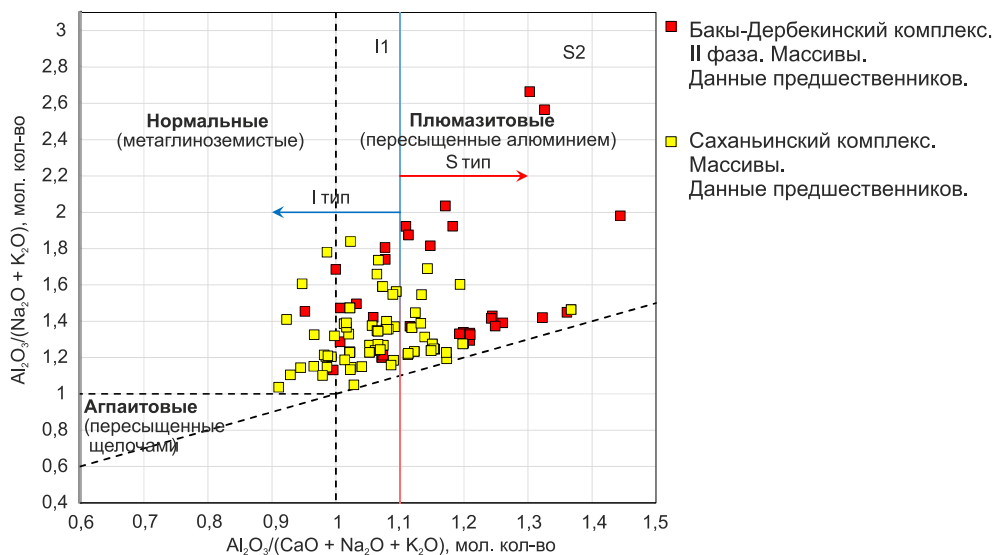
*a* – диаграмма разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства; *b* – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008]; *v* – петрохимическая диаграмма  $(Na + K) / Ca - Ac$  [Практическая ..., 2017]. Данные взяты из табл. 9, 10 в DB\DOPM\Магматизм.

Породы второй фазы комплекса по химическому составу на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля от гранодиоритов до лейкогранитов, преимущественно нормальной щелочности, редко – низкой и высокой щелочности (рис. 71). Породы являются умеренно- и высококалиевыми, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым (рис. 72, а, б). Породы весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 1,7 до 9,8, коэффициент фракционирования  $Kf = 75,5–95,6$ . Степень окисленности железа  $F = 0,1–0,4$ , содержания  $Na_2O = 2,4–3,7\%$ ,  $K_2O = 1,7–5,4\%$ , общей щелочностью  $4,2–8,7\%$  преимущественно с преобладанием  $K_2O$ . На диаграмме АФМ породы комплекса преимущественно принадлежат к известково-щелочной серии, на петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca–Ac$  породы образуют известково-щелочную серию (рис. 73; 72, в). По насыщенности пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция гранитоиды комплекса преимущественно относятся к высокоглиноземистым IS-гранитам переходного типа (рис. 74). По нормативному составу граниты являются корунд-нормативными (высокоглиноземистыми), с содержанием нормативного корунда  $s = 1–5\%$  (табл. 9 в DB\DOPM\Магматизм).



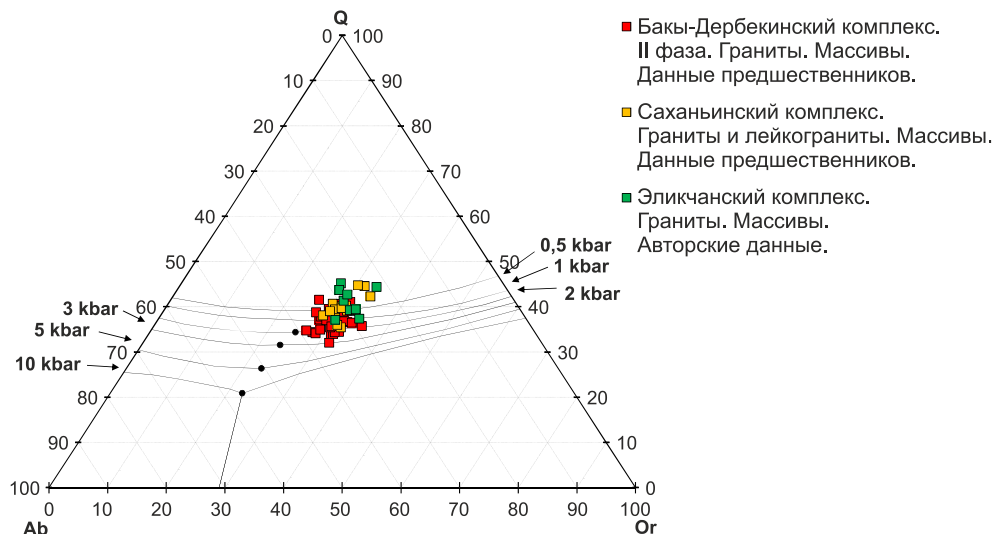
**Рис. 73. Тройная диаграмма АФМ в весовых процентах с нанесённой линией Ирвинга [Irvine and Baragar, 1971] для магматических образований бакы-дербекинского и саханьинского комплексов.**

Данные взяты из табл. 9, 10 в DB\DOPM\Магматизм.



**Рис. 74.** Диаграмма в координатах A/NK ( $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ ) и A/CNK ( $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$ ) в молекулярных количествах для разделения гранитоидов по типам пород [Maniár and Piccoli, 1989] для магматических образований бакы-дербекинского и саханынского комплексов.

Данные взяты из табл. 9, 10 в DB\DOPM\Магматизм.



**Рис. 75.** Тройная диаграмма  $SiO_2$  (кварц) –  $KAlSi_3O_8$  (ортоклаз) –  $NaAlSi_3O_8$  (альбит) –  $H_2O$  (вода) как функция давления с нанесенными котектическими и эвтектическими линиями. Черные точки – температурные минимумы. Для магматических образований бакы-дербекинского, саханынского и эликчанского комплексов.

Данные взяты из табл. 9, 10, 13 в DB\DOPM\Магматизм.

Последовательность выделения породообразующих и аксессуарных минералов и особенности их химического состава свидетельствуют о кристаллизации пород из высокотемпературного расплава с низкими содержаниями летучих компонентов. Наряду с тем, что формирование интрузивных тел происходило в открытых трещинах и полостях, все это не способствовало остаточному накоплению редкометалльных элементов. Распространенность субпластовых тел в составе комплекса наряду с субвулканическим обликом пород дайковой серии и эндоконтактовой фации, трещинных интрузий свидетельствует о приповерхностных условиях кристаллизации расплава [Сотников, 1996ф; Пышко, 2002ф]. По соотношению нормативного кварца, ортоклаза и альбита, граниты комплекса кристаллизовались в условиях котектического температурного минимума при давлении около 2–0,5 кбар (рис. 75).

Породы комплекса принадлежат к диорит-гранодиоритовому и гранитовому формационным типам магматических пород, гомодромное развитие магматизма от пироксен-амфиболовых диоритов до амфиболсодержащих биотитовых гранитов и биотитовых гранитов характерно для переходного геодинамического режима от субдукционного к коллизионному, при смешанном корово-мантийном источнике с уменьшением доли мантийного источника при переходе к коллизии. Формирование магматических тел происходит по глубинным разломам поперечным складчатым структурам, образуя поперечные магматические ряды [Короновский, 2011; Основы геодинамического анализа ... , 1997; Федоров и др., 2011].

Геохимическая специализация пород комплекса [Сотников, 1996ф] выражена в повышенных концентрациях лития (50 г/т) и редкоземельных элементов: иттрия (50 г/т) и иттербия (5 г/т), в 1,5–2 раза возрастающих в мелкозернистых гранитах эндоконтактовой фации, а в пегматоидах и лейкогранитах даек, достигающих 150 г/т, 300 г/т и 30 г/т соответственно. Для гранитоидов характерно относительно высокое содержание фтора наряду с низкими концентрациями воды и хлора [Пышко, 2002ф].

В гранитоидах Буркатского [Сотников, 1996ф] обнаруживается корреляция рудных элементов с породообразующими, что свидетельствует об их рассеянии в процессе кристаллизации. Вольфрам, молибден, мышьяк и свинец проявляют тенденцию к концентрированию в остаточном расплаве, а для олова, серебра, редкометалльных элементов (рубидий, стронций) и бария характерно накопление в эндоконтактовых фациях пород. С процессами рассеяния и выноса рудных элементов связана, по-видимому, и сульфидизация вмещающих пород в экзоконтактах массивов. Таким образом, для гранитоидов характерным является геохимическая специализация на вольфрам, молибден, мышьяк, свинец и олово при отсутствии явных признаков металлогенической специализации и в целом повышенные концентрации серебра, резко возрастающие в породах эндоконтакта. Для гранитоидов штока Туманный, расположенным между Хадараньинским и Буркатским массивами (не отображен на геологической карте по условиям масштаба), установлена геохимическая специализация на мышьяк и золото [Пышко, 2002ф].

Для гранитоидов Тасапского массива [Сотников, 1996ф] также характерны повышенные концентрации серебра, резко увеличивающиеся при биотитизации или сульфидизации пород. Среднее содержание олова в породах

массива по данным Е. М. Шестеренкина [Шестеренкин, 1971] составляет 6,7 г/т, а по данным опробования Лево-Селенняхской ГСП [Сотников, 1996ф] – 1–3 г/т, возрастающее в приконтактных фациальных разновидностях пород. Породы Кигиляхского, Эбенского и Тюкюрского массивов геохимически специализированы на олово, вольфрам и висмут. Породы Тюкюрского массива выделяются повышенными концентрациями лития, вольфрама, бериллия, мышьяка и фосфора, что связано, по-видимому, с их более интенсивной грейзенизацией [Пышко, 2002ф].

Возраст становления комплекса определяется датировками гранитов комплекса на территории исследуемого листа, так и на смежных листах R-53 и Q-54 по цирконам U-Pb методом и принимается в объеме берриас-валанжинского времени (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

**Абсолютный возраст пород бакы-дербекинского комплекса**

Массив	Возраст, млн лет	Метод датирования	Источник
Арга-Ыннах-Хайский	130,5	U-Pb методом по цирконам	ГК Q-53, 2015
Хатыннахский	140 ± 2		ГК R-53, в издании
Массив на прав. берегу р. Яна, выше по течению устья р. Мухтай	140 ± 2		ГК R-53, в издании
Джябдыгинский	139,7 ± 0,9		ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
Марья-Хая	136,5 ± 1		ГК R-53, в издании
Кинели-Тасс	139	<sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar по биотиту	ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015

**Саханьинский плутонический комплекс гранит-лейкогранитовый** ( $\gamma, \alpha, \gamma, \mu, a, p, K, sh$ ). Образования комплекса распространены широкой полосой северо-восточного направления от междуречья Томмот–Селеннях до бассейна р. Хатынгнах. Комплекс выделен при составлении Легенды Яно-Индигирской серии. Петротипом является Саханьинский массив. На территории листа комплекс представлен Саханьинским (№ 91), Сыачанским (Сечано-Иолтакский № 88), Мокринским (№ 76), Нонускайским (№ 78), Тавучахским (№ 93), Холодным (№ 74), Болбукталахским (№ 68), Тарын-Юряхским (№ 67) и Тирехтяхским (№ 97) массивами, южной частью Махастырского массива (№ 82) и массивом между реками Хатынгнах и Донская, внедренными преимущественно в палеозойские отложения, за исключением массивов Холодный и Нонускайский, внедренных в триасовые и юрские отложения.

В магнитном поле массивы комплекса выражены отрицательной магнитной аномалией до –50 нТл. Полоса положительных аномалий до 50 нТл, отвечающих контактово-метаморфизованным породам, встречается только на

западном контакте Сыачанского (Сечано-Иолтахского) массива. В полях силы тяжести крупные массивы соответствуют локальным минимумам до –80 мГал.

Плутонические образования представлены биотитовыми амфиболсодержащими, биотитовыми гранитами, лейкогранитами, редко гранодиоритами. С ними ассоциируют дайки аплитовидных гранитов, аплитов и жилы пегматитов.

Саханьинский массив (рис. 32, № 91) представляет собой крупный лакколитообразный плутон с площадью выхода около 420 км<sup>2</sup> и максимальной глубиной эрозионного вреза более 1200 м, постепенно уменьшающейся в северо-западном направлении. В плане он имеет овальную форму с ориентировкой большей оси, близкой к северо-западной. Контакты с вмещающими породами крутые, на востоке и юге с падением под массив под углами 60–85°. Северный контакт наклонен в сторону вмещающих пород под углами 40–60°. Кровля имеет общее падение на запад–северо-запад. Породы представлены роговообманково-биотитовыми и биотитовыми амфиболсодержащими средне-крупнозернистыми гранитами и, реже, гранодиоритами с постепенными переходами между ними, в апикальной части массива – их мелкозернистыми порфиоровыми и порфировидными разностями, образующими оторочки мощностью от первых метров до 50–60 м. Для массива установлена внутренняя расслоенность [Трунилина, Роев, 1988; Трунилина, 1996], выраженная в перемежаемости слоев, обогащенных плагиоклазом и темноцветными минералами, с одной стороны, и калишпатом и кварцем с другой. Гранодиориты наиболее распространены в западной и северо-западной частях массива, а также в его центральной части, в районе максимальных высотных отметок. На отдельных участках породы эндоконтактовой фации насыщены ксенолитами вмещающих пород [Петров, 2013ф].

Одиночные дайки аплитовидных гранитов, аплитов и пегматитов мощностью до 5 м и протяженностью до 50 м распространены преимущественно в восточной части интрузива [Петров, 2013ф].

Сыачанский (Сечано-Иолтакский) массив (рис. 32, № 88) имеет слабо вытянутую с юго-востока на северо-запад форму выхода с площадью около 750 км<sup>2</sup>, сложен преимущественно гранитами, прорывает терригенные отложения мезозоя и палеозойский карбонатный комплекс. Контакты массива на севере и северо-востоке пологие, с многочисленными сателлитами и апофизами мощностью до 400 м, на остальных участках крутые. Приводораздельные участки слабо эродированы и часто совпадают с очертаниями кровли. Глубина денудационного среза оценивается в 500–600 м исходя из гипсометрического положения остатков кровли [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 1963]. Выявляется различный характер изменения вещественного состава с приближением к контактам в зависимости от состава вмещающих пород. Так, в западной части Сыачанского массива в зоне влияния терригенных алюмосиликатных пород интрузивные породы сохраняют гранитный состав. Непосредственно в зонах контакта с аргиллитами, алевролитами и глинисто-карбонатными породами, играющими роль геохимического экрана, в гранитах происходит накопление калия за счет развития зон существенно калишпатовых пород с гнездами пегматоидного сложения и интенсивным развитием постмаг-

матических минералов. Если же вмещающие породы представлены толщами переслаивания карбонатных и терригенно-карбонатных пород, то в эндоконтакте наблюдается повышенная меланократовость [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

Махастырский массив (рис. 32, № 82) представлен породами саханьинского комплекса только в южной части площадью около 140 км<sup>2</sup> вытянутой в северо-западном направлении, с общим пологим погружением апикальной поверхности на северо-запад. Он прорывает и метаморфизует девонские и триасовые отложения. Юго-западный контакт массива относительно крутопадающий (50–70°), северо-восточный – более пологий. Массив сложен преимущественно амфибол-биотитовыми гранодиоритами, реже – биотитовыми гранитами.

Мокринский массив (рис. 32, № 76) площадью около 100 км<sup>2</sup> прорывает и метаморфизует карбонатные отложения палеозоя. Контакты массива пологие, с падением в сторону вмещающих пород, ширина контактового ореола составляет первые километры. Массив сложен преимущественно среднезернистыми порфириовидными биотитовыми гранитами, а в приконтактной части – мелкозернистыми гранитами, нередко наблюдаются их амфибол- и пироксенсодержащие разновидности [Петров, 2010ф; Казакова, Данилов, 2017ф].

Массив Холодный (рис. 32, № 74) площадью 36 км<sup>2</sup> представляет собой овальное в плане штокообразное тело и внедрен в триасовые и нижне-среднеюрские отложения. Сложен порфириовидными биотитовыми гранитами, лейкограниты наблюдаются в центральной части интрузива, такие же, как и в Буор-Юряхском массиве, в эндоконтактах – лейкократовыми аплитовидными гранитами, образующими по периферии массивов оторочку шириной до 500–700 м. Глубина эрозионного вреза достигает 300 м, ширина контактовых ореолов составляет от 0,5–1 до 2 км. [Казакова, Данилов, 2017ф].

Массив Моголохский (рис. 32, № 94), площадь выхода на поверхность – 10 км<sup>2</sup>, отложения внедрены в терригенные и терригенно-вулканогенные породы, сложен биотитовыми гранитами, зона ороговикования составляет до 1,5 км.

*Биотитовые амфиболсодержащие граниты* ( $\gamma$ ) представляют собой светло-серые средне- и крупнозернистые породы, связанные между собой постепенными переходами. Массивные, иногда порфириовидные породы, с гипидиоморфнозернистой структурой, участками аллотриоморфнозернистые, сложенные плагиоклазом ( $An_{27-31}$ ) (30%), калишпатом (25%), кварцем (35%), биотитом (до 9%), иногда роговой обманкой (до 5%). В порфириовидных породах вкрапленники (15–40%) представлены зональным плагиоклазом ( $An_{10-43}$ ) и калиевым полевым шпатом, реже кварцем. Нередко в породах наблюдаются порфиры калиевого полевого шпата размером до 5 см. Основная масса гипидиоморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая, участками аплитовая.

В амфиболсодержащих разновидностях в количестве до 5% присутствует обыкновенная роговая обманка. Калиевый полевой шпат по составу соответствует ортоклазу и микроклину, довольно часто обладает пертитовым строением. Вблизи контактов с карбонатными отложениями в гранитах появляются пироксены, представленные авгитом и гиперстеном. Породы эндоконтактной фации – мелкозернистые, с примерно равными количественными соотноше-

ниями салических минералов, нередко порфиоровые, с вкрапленниками калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза ( $An_{22-25}$ ) и биотита. В породах субвулканического облика основная масса кварц-полевошпатовая, с микроаллотриоморфнозернистой или фельзитовой структурой.

Вторичные изменения в гранитоидах выражены серицитизацией и пелитизацией полевых шпатов и хлоритизацией темноцветных минералов.

Из аксессуаров установлены циркон, апатит, гранат пироп-альмандинового и спессартин-альмандинового ряда, ортит, рудный минерал (магнетит и ильменит), редко сфен, турмалин, касситерит, анатаз и ксенотим. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, кварцем и минералами группы эпидота–цоизита [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

*Биотит-амфиболовые гранодиориты* – массивные среднезернистые светло-серые породы, часто со шлировыми текстурами за счет обогащения участков породы темноцветными минералами. Структура гипидиоморфнозернистая. Породы состоят из плагиоклаза ( $An_{35-38}$  – 29–37%), калиевого полевого шпата (18–31%), кварца (19–27%), биотита (14–16%), обыкновенной роговой обманки (4–16%). В приконтактных частях интрузивов нередко распространены породы, близкие по составу тоналитам, с повышенным содержанием плагиоклаза (до 50%) за счет калиевого полевого шпата.

На отдельных участках в Махастырском интрузиве развиты порфиоровидные гранодиориты, часто такситовые, полосчатые, светло-серые и розовато-серые. Порфиоровые выделения размером до 1–2 см представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Основная масса среднезернистая (0,4–0,5 мм) с гипидиоморфнозернистой структурой состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, роговой обманки и биотита, часто замещенного хлоритом [Казакова, Данилов, 2017ф].

*Гранит-порфиры (γп)* представляют собой серые, полнокристаллические, мелкозернистые породы порфиоровидной текстуры с вкрапленниками до 0,5–0,8 см в поперечнике. Обладают порфиоровой, гломеропорфиоровой структурой с аллотриоморфнозернистой и микроаплитовой структурой основной массы. Состав основной массы: плагиоклаз ( $An_{28-32}$  – 15–28%, калиевый полевой шпат – 35–48%, кварц – 30–40%, биотит – 2–8%. В составе вкрапленников (40%) преобладают фельдшпатоиды (60%) и кварц (40%), весьма редко биотит. Аксессуарные минералы – апатит, циркон, минералы эпидотцоизитовой группы, рудный минерал. Постмагматические – хлорит, соссюрит, мусковит, гидроокислы железа, пелитовые продукты [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

*Аплитовидные граниты (αγ) и аплиты (α)* светло-серые, серовато-белые или розовато-серые тонко-, мелкозернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой, аплитовой, гранитовой, реже гранулитовой и пегматоидной структурой. Они состоят из плагиоклаза № 10–30 (до 35%), калишпата (25–40%), кварца (30–45%, иногда до 60%), биотита и мусковита (до 2%). Для аплитов характерно повышенное содержание кварца (55–65%) и отсутствие биотита. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, ильменитом, вторичные минералы – хлоритом, серицитом, соссюритом и кварцем.



*Пегматиты* (р) – крупно- и гигантозернистые породы, сложенные кварцем, биотитом, полевыми шпатами и черным турмалином. Турмалин наблюдается в миаролитовых пустотках в центральной части пегматитовых обособлений [Казакова, Данилов, 2017ф], в виде редких включений содержат биотит, пирит, пирротин, шеелит, циркон и апатит [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

В группу контактово-метаморфизованных пород входят роговики, мраморы и скарны. Последние широко развиты вдоль контактов Сыачанского и Саханьинского массивов. Вмещающие карбонатные породы на контакте с интрузиями саханьинского комплекса преобразованы в пироксеновые, гранат-пироксеновые, кварц-полевошпат-пироксеновые, пироксен-гранатовые скарны. Кроме перечисленных разновидностей, в зоне экзоконтакта Саханьинского массива развиты плагиоклаз-везувиановые, плагиоклаз-флогопит-пироксеновые, хризотил-людвигитовые, флогопит-людвигитовые и пироксен-амфибол-людвигитовые скарны, несущие боровую, вольфрамовую и железорудную минерализацию, а в контактовом ореоле Сыачанского массива – амфиболовые скарны с аксинитом, везувианом, эпидотом, волластонитом, содержащие флюорит, арсенопирит, пирротин, сфалерит. По терригенным, карбонатно-терригенным и вулканогенно-терригенным отложениям образуются биотитовые, мусковит-биотитовые, гранат-биотитовые и кордиерит-биотитовые роговики [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

Наиболее полно процесс проявлен вдоль северо-восточного контакта Сыачанского (Сечано-Иолтакского) массива, где зона скарнированных пород достигает ширины до 1000 м. Зона экзоконтактовых скарнов Саханьинского массива составляет лишь первые сотни метров. В обоих случаях скарнированию подверглись палеозойские толщи известняков и доломитов, реже известковых алевролитов. Наиболее распространенными минералами скарнов являются гранат, моноклинный пироксен, везувиан, амфиболы (актинолит, тремолит), аксинит, кальцит. Примеси – флюорит, кварц, плагиоклаз, хлорит, магнетит, котоит, клиногумит, цоизит, эпидот, пренит, скаполит, касситерит, турмалин, апатит, ортит, серпентин, сфен, периклаз, брусит, шпинель. Из группы сульфидов развиты арсенопирит, сфалерит, пирротин, марказит, пирит и халькопирит. По минералогическому составу выделяются бороносные, известковые и амфиболовые группы скарнов.

Бороносные скарны, кальцифиры и мраморы располагаются вдоль всей линии контакта массива с карбонатными толщами и слагают маломощные (до 1 м) стратиформные залежи либо повторяют контуры линии контакта. Для этой группы скарнов характерны такие минералы как кальцит, форстерит, клиногумит, людвигит, ссайбелиит. Второстепенными примесями являются магнетит, котоит, флогопит, моноклинный пироксен, шпинель, серпентин, ашарит, периклаз, брусит. По минералогическому составу выделяются людвигитовые кальцифиры и мраморы с форстеритом, клиногумитом и др., людвигитовые и людвигит-магнетитовые скарны. Магнетит-людвигитовые скарны содержат до 99 % людвигита.

Известковые скарны распространены повсеместно в зоне экзоконтактов Сыачанского (Сечано-Иолтакского) и Саханьинского массивов с карбонатными толщами палеозоя и составляют около 70–80 % от всех скарновых об-

разований. По сочетанию главных минералов выделяются пироксеновые, гранат-пироксеновые, гранат-везувиановые и гранат-пироксен-везувиановые скарны. Амфиболовые скарны слагают маломощные (0,04–0,2 м) крутопадающие тела, жилы и прожилки, секущие вмещающие их карбонатные толщи. Иногда они образуют серии параллельных жил.

Контактовый метаморфизм терригенных пород проявился в образовании кордиеритовых и амфибол-биотитовых роговиков. Процесс ороговикования развит непосредственно около массивов. На значительном удалении от массивов гранитоидов их воздействие на обломочные породы выразилось в бластезе цементирующей массы последних до перехода ее в тонкокристаллический агрегат кварца, альбита, амфибола, пироксена, клиноцоизита и турмалина [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015, ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

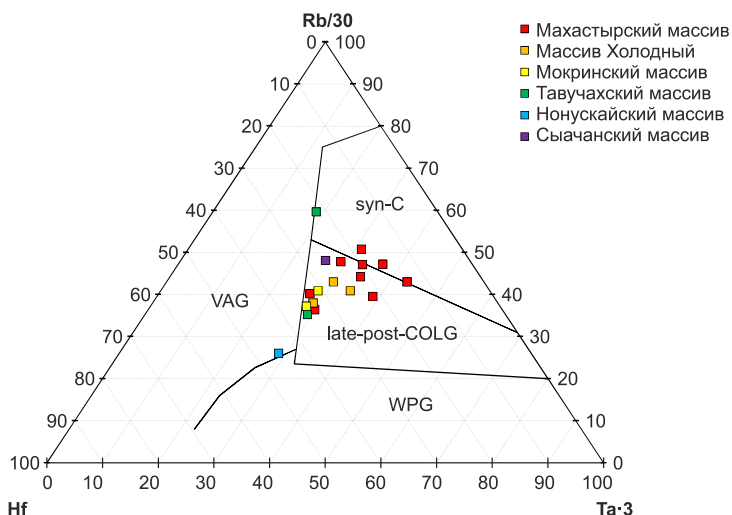
Постмагматические изменения в породах выражены развитием хлорита, эпидота–цоизита, лейкоксена, рутила и карбоната по биотиту, пелитизацией, серицитизацией, альбитизацией и мусковитизацией полевых шпатов, вплоть до образования серицит-каолинитовых пород [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

Площадные постмагматические изменения в гранитоидах района развиты слабо, за исключением пологих апофиз Сычанского массива. Характерны локальные постмагматические изменения в зонах влияния разломов, к ним приурочены все значимые рудопроявления. К постмагматическим изменениям относятся хлоритизация, карбонатизация, пропилитизация, альбитизация [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

Повсеместно в гранитах отмечаются маломощные (5–10 см) жилы молочно-белого или дымчатого кварца, иногда с включениями игольчатого турмалина. В приконтактовых частях массивов и вдоль зон тектонических нарушений в гранитах и лейкогранитах наблюдаются мусковит-кварцевые и турмалин-мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые и кварц-турмалиновые грейзены [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015]. Грейзенизация приурочена к крутопадающим (60–90°) трещинам северо-западного простирания [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Породы комплекса по химическому составу на диаграмме щелочности–кремнекислотности преимущественно попадают в поля лейкогранитов и гранитов нормальной и умеренной щелочности (рис. 71). Породы являются высококалийевыми, по типу щелочности относятся к натриево-калиевым (рис. 72, а, б). Породы весьма высокоглиноземистые и крайне высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $a'$  от 2,5 до 17,8, коэффициент фракционирования  $K_f = 64,7–99,3$ . Степень окисленности железа  $F = 0,1–0,3$ , содержания  $Na_2O = 2,4–5,0\%$ ,  $K_2O = 2,3–7,1\%$ , общей щелочностью 6,3–9,6% преимущественно с преобладанием  $K_2O$ . На диаграмме АФМ породы комплекса принадлежат к известково-щелочной серии, на петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca - Ac$  породы образуют известково-щелочную серию (рис. 73; рис. 72, в). По нормативному составу породы являются корунд-нормативные (высокоглиноземистые), с содержанием нормативного корунда  $s = 1–4\%$  (табл. 10 в ДВ\ДОПМ\Магматизм). По соотношению нормативного кварца, ортоклаза и альбита, граниты комплекса кристаллизовались в условиях котектического температурного минимума при давлении около 1–0,5 кбар (рис. 75).

По распределению Rb, Hf и Ta на треугольной дискриминационной диаграмме для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986] породы комплекса являются пост- и синколлизонными образованиями (рис. 76).



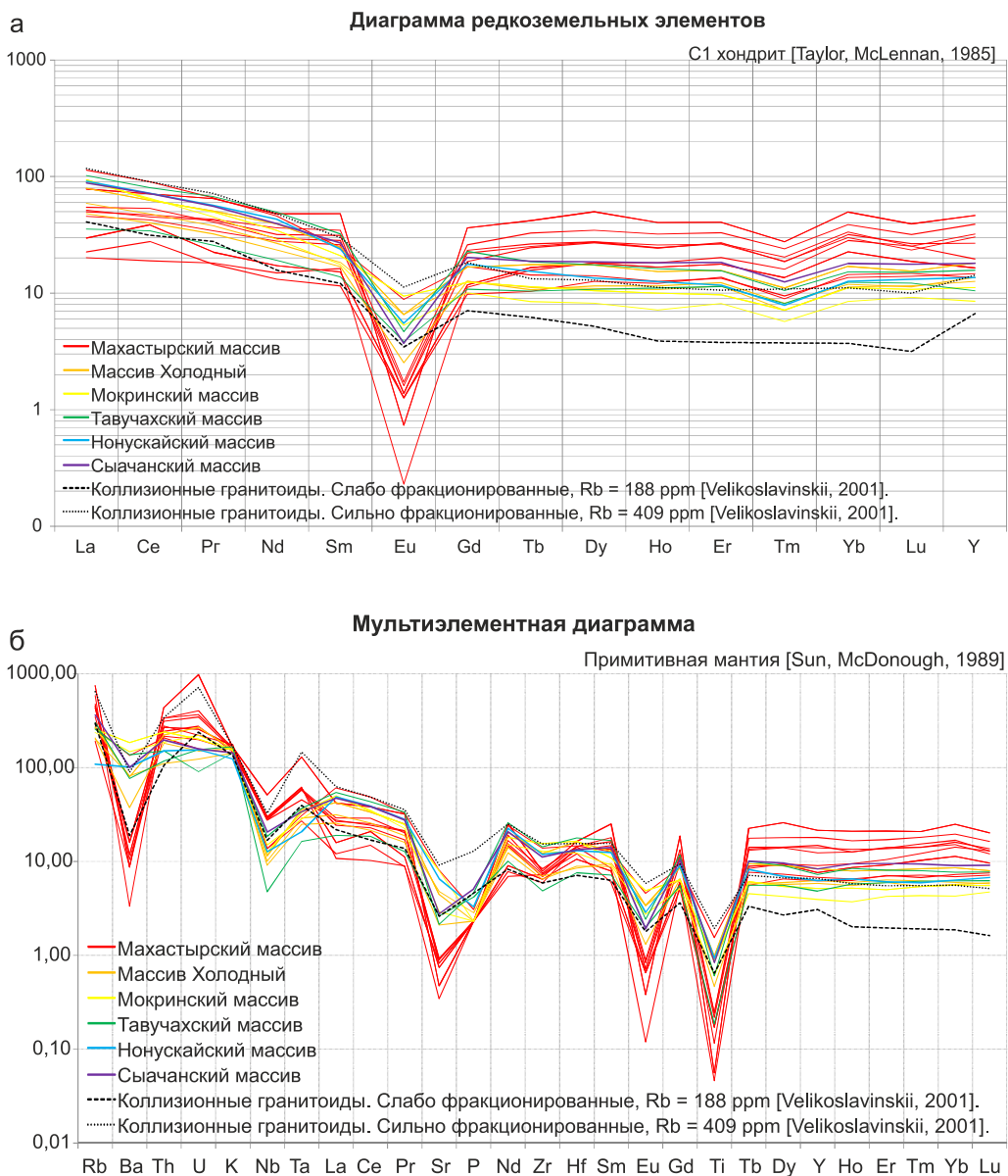
**Рис. 76. Дискриминационные диаграммы для магматических образований саханьинского комплекса.**

Дискриминационная диаграмма Rb/30 – Hf – 3·Ta для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных; VAG – вулканических дуг; syn-COLG – синколлизонных; late-post-COLG – поздне- и постколлизонных. Данные взяты из табл. 10 в ДВ\ДОРМ\Магматизм.

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения пород комплекса имеют слабый положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 1,05–12,46$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ либо имеет небольшой прогиб по промежуточным редким землям ( $La/Sm = 1,97–7,12$ ;  $Gd/Yb = 0,49–1,85$ ). Деплетирование промежуточных РЗЭ относительно легких и тяжелых контролируется главным образом роговой обманкой [Скляров и др., 2001]. Породы обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 95,22–309,70$  ppm, сопоставимы с коллизонными гранитоидами ( $\Sigma REE = 83,91–229,11$  ppm [Velikoslavinskii, 2003]. Распределение кислых пород имеет явную отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,02–0,59$ ) (рис. 77, а).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 77, б) пород комплекса наблюдается сильное обогащение крупноионными литофильными и высоkozарядными элементами. Распределения с явными отрицательными аномалиями по Ba, Sr, P, Eu, Ti. Отрицательные и положительные аномалии Sr и Ba связаны с эффектами фракционирования полевых шпатов при кристаллизации расплава. Отрицательные аномалии P, Ti связаны с фракционированием апатита и титанистых минералов. В целом тренды распределения пород комплекса сопо-

ставимы со спектрами коллизионных гранитов по данным С. Д. Великославинского, отличаясь более выраженными отрицательными аномалиями [Velikoslavinskii, 2003].



**Рис. 77. Диаграммы для магматических образований саханьинского комплекса:**

*а* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на С1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 10 в DB\DOPM\Магматизм.

Граниты имеют высокие отношения: Rb/Sr до 47,2 и Rb/Ba до 15,84, пониженные концентрации элементов группы железа  $Co = 1,36-1,65$  ppm,  $Ni = 11,4-15,0$  ppm,  $Cr = 1-20,6$  ppm, геохимически и металлогенически гранитоиды специализированы на Sn и W, что характерно для гранитоидов коллизионных обстановок [Особенности изучения ... , 1992; Федоров и др., 2011; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

Породы комплекса преимущественно принадлежат к гранитовому и лейкогранитовому формационному типу магматических пород, характерному для коллизионных обстановок [Короновский, 2011; Основы геодинамического анализа ... , 1997]. Магматические образования комплекса развиты только в пределах сдвоенной континентальной коры, к юго-востоку от сутуры между Сибирским континентом и Колымо-Омолонским блоком, что также является основанием их считать коллизионными образованиями. Наличие в составе комплекса гранодиоритов, по всей видимости, связано с частичным присутствием остаточного мантийного надсубдукционного источника. Известны случаи значительного развития в ходе континентальной коллизии гранитоидных ассоциаций I-типа, очень близких петрографически к ассоциациям островных дуг и активных окраин. Типовым плутоном гранитоидов I-типа, сформированным в поздне-постколлизионное время, широко известный палеогеновый массив Адамелло в Южных Альпах (Сев. Италия) [Особенности изучения ... , 1992].

Таблица 3

Абсолютный возраст пород саханьинского комплекса

Массив	Возраст, млн лет	Метод датирования	Источник
Сычанский	$137,7 \pm 5$	U-Pb по цирконам	ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020
Тавучахский	$139 \pm 1,3$		
Мокринский	$135,8 \pm 1,1$		Казакова, Данилов, 2017ф
Махастырский	$136 \pm 1,1$ ; $134,4 \pm 0,4$ ; $139,5 \pm 0,4$		
Нонускайский	$136,7 \pm 0,9$		
Холодный	$134,5 \pm 1,0$		ГК R-54-XXIX,XXX, в издании

Имеющиеся определения абсолютного возраста для пород комплекса, полученные U-Pb методом по цирконам (табл. 3), дают основание датировать комплекс в пределах валанжинского времени.

**Арга-эмнекенский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый** ( $\delta, \gamma \delta, \gamma, q \delta, q \delta \lambda, \delta \lambda, \alpha \zeta, \gamma \delta \lambda, \lambda, \lambda \lambda, a K, a$ ) распространен в верховьях рек Нонгонда, Куранах, Эйкич, Додомо, Нучча, Балаганнах, Буор-Юрях, а также в пределах Селенняхского и Иргиченского хребтов. Выделен в 1968 г. В. В. Бояршиновым в пределах хр. Полоусный [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000]. Петротипом комплекса является Арга-Эмнекенский массив.

На рассматриваемой территории отложения комплекса образуют три параллельных латеральных магматических ряда северо-западного простирания. Арга-эмнекенский магматический ряд (рис. 32) включает в себя Арга-Эмнекенский (№ 31), Илин-Эмнекенский (№ 38), Далайский (№ 30), Куранахский (№ 23), Учуганский (№ 20), Антыгский (№ 26), Верхнетенкелийский (№ 27), Талахтахский (№ 29), Арангастахский (№ 40), Бунганджинский (№ 41), Дулгалах-Чуочурский (№ 43), Нономбинский (№ 8), Укачилканский (№ 7), Сыттахский (№ 48) и северную часть Махастырского массива (№ 82). Иргиченский магматический ряд (рис. 32) состоит из Светлого (№ 15), Иргычанского (№ 16) и Эркичанского (№ 18) массивов. Селенняхский магматический ряд (рис. 32) включает в себя Учугунский (№ 12), Ноночанский (№ 13), Чапальский (№ 14) и Гирибдичанский (№ 17), Центральный (№ 24), Тельбукский (№ 59), Коханахский (№ 60), Чукский (№ 64), Кутурукский (№ 92), Тумус-Хаинский (№ 19), Мирнинский (№ 58) и Южный (№ 25) массивы. Массивы сложены биотит-амфиболовыми, пироксен-биотит-амфиболовыми гранодиоритами, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами, кварцевыми диоритами, диоритами. Дайки комплекса сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами, аплитовидными гранитами, риолитами, риолит-порфирами, аплитами, также распространены жилы пегматитов. Массивы и дайки прорывают и метаморфизуют палеозойские, триасовые и юрские образования.

В магнитном поле интрузивы комплекса выражены отрицательными аномалиями интенсивностью до  $-50$  нТл, окруженными кольцеобразными положительными аномалиями, контуры которых совпадают с полями контактово-метаморфизованных пород.

Арга-Эмнекенский массив (рис. 32, № 31) имеет площадь выхода гранитоидов в современном эрозионном срезе около  $160 \text{ км}^2$ . Массив прорывает юрские отложения сетачанской, куччугуйской и абырабытской свит. Судя по ширине ореола контактового метаморфизма и по замерам в отдельных коренных обнажениях, плоскости контактов полого ( $20\text{--}35^\circ$ ) погружаются в сторону вмещающих пород. В составе массива преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты, в наиболее эродированных частях их обнажены биотит-роговообманковые граниты; эндоконтактовые части и апофизы сложены кварцевыми диоритами, гранодиорит-порфирами.

Илин-Эмнекенский массив (рис. 32, № 38) площадью около  $170 \text{ км}^2$  прорывает триасовые терригенные отложения алешкинской и нахчанской свит и юрские отложения чемегединской, сетачанской и такалканской свит, имеет неправильно-изометричную, близкую к овальной форму с выступом в северной части и ориентирован в меридиональном направлении. Контакты крутопадающие, до  $50\text{--}70^\circ$ , с падением в сторону вмещающих пород. Глубина эрозионного среза составляет  $300\text{--}400$  м. Она максимальна в южной части массива. Ширина контактового ореола составляет  $700\text{--}900$  м. Кровля интрузива неровная, с выступами и провесами. Массив сложен гранодиоритами и тоналитами, на отдельных участках переходящими в граниты. Эндоконтактовая фация представлена кварцевыми диоритами и диоритами. В северной части массива вблизи его кровли гранодиориты и тоналиты метасоматически изменены с образованием полевошпатово-кварцевых метасоматитов, лейкократовых, с реликтами первично-магматических структур и текстур. Они образуют

поле субширотного и северо-восточного простириания протяженностью около 5–6 км при ширине выходов до 500–700 м. Зафиксировано наличие постепенных переходов между метасоматически измененными и неизменными гранитоидами. В восточной части Илин-Эмнекенского массива среди кварцевых диоритов наблюдаются ксенолиты контактово-метаморфизованных габброидов умбинского комплекса [Данилов, 2018ф].

Сыттахский массив (рис. 32, № 48) площадью около 50 км<sup>2</sup> представляет собой треугольное в плане тело неправильной формы, внедренное в нижнедевонские отложения. Северный и юго-западный контакты массива относительно крутопадающие, восточный – пологий, с падением в сторону вмещающих пород. Глубина эрозионного среза составляет около 200–300 м. Массив сложен преимущественно гранодиоритами, в северной части – гранитами, выходы которых наблюдаются на наиболее низких гипсометрических уровнях. В зоне эндоконтакта в восточной части интрузива на небольшой площади отмечаются кварцевые диориты [Данилов, 2018ф].

Дулгалах-Чуочурский, Талахтахский, Бунганджинский и Арангастахский массивы (рис. 32, № 43, 29, 41, 40) представляют собой небольшие по площади (от 2–2,5 до 10 км<sup>2</sup>) штокообразные тела с крутопадающими в сторону вмещающих пород контактами, прорывающие ниже-среднеюрские и триасовые отложения. В апикальной части тел распространены кварцевые диориты и диориты, в более глубоких горизонтах наблюдаются гранодиориты и тоналиты. При незначительной глубине эрозионного среза в отдельных интрузивах (Арангастахский массив) развиты только кварцевые диориты.

Южный, Центральный и Куранахский (рис. 32, № 25, 24, 23) – небольшие по площади штоки, которые прорывают терригенные отложения средней юры. Они приурочены к зоне узких линейных складок и ориентированы согласно с простирианием последних. Площадь их не превышает 10–20 км<sup>2</sup>. Морфологически штоки представляют собой плитообразные (Центральный), клиновидные и линзовидные (Куранахский) тела, которые расщепляются на отдельных участках на большое число зубчатых апофиз, переходящих по простирианию в серии параллельно-сопряженных даек. В составе описываемых массивов преобладают биотит-роговообманковые гранодиориты и кварцевые диориты и лишь в Куранахском появляются диориты. Южный и Центральный штоки сложены биотит-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами, а группа штоков на левом водоразделе руч. Оттох – гипабиссальными эффузивного облика породами андезит-дацитового состава, сходными с породами эндоконтактовой фации Арга-Эмнекенского массива.

Укачилканский массив (рис. 32, № 7) площадью около 10 км<sup>2</sup> приурочен к крупному надвигу субширотного простириания и прорывает юрскую терригенную толщу. Он имеет неправильно округлую форму. Видимо, эрозионный срез массива невелик, так как на дневную поверхность выходит лишь его апикальная часть с многочисленными останцами кровли мезозойских осадочных пород. Вблизи массива обнажается несколько мелких интрузивных тел, являющихся его сателлитами. Контакты интрузии наклонены в сторону вмещающих пород и, судя по ширине зоны ороговикования (1–2 км), пологие. Массив сложен порфировидными биотитовыми, реже роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, в краевых частях гранодиориты постепенно переходят в гранодиорит-порфиры [ГК R-54-XIII, XIV, 1978].

Нономбинский интрузивный массив (рис. 32, № 8) площадью около 12 км<sup>2</sup> приурочен к тому же крупному разлому, как и Укачилканский массив, и прорывает юрскую терригенную толщу. В плане массив имеет неправильные очертания, несколько вытянут в широтном направлении. Контакты его полого погружаются в сторону вмещающих пород. Ширина ореола контактовых роговиков, который окаймляет Нономбинский и Укачилканский массивы, равна 1–2 км. Вероятно, эти интрузии представляют собой отдельные выступы единого магматического очага. Сложен массив роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранит-порфирами. В зоне контакта гранодиориты частично перекристаллизованы и значительно биотитизированы [ГК R-54-XIII, XIV, 1978].

Учуганский массив (рис. 32, № 20) площадью около 50 км<sup>2</sup> вытянут в меридиональном направлении поперек складчатых структур. В составе массива преобладают граниты, фрагментарно в зоне эндоконтакта фациально сменяющиеся гранодиоритами и непосредственно в контакте – монцодиоритами и кварцевыми диоритами, слагающими также сателлит к востоку от основного выхода. Монцодиориты и кварцевые диориты порфирировидные и невадитовые, с выделениями плагиоклаза и амфибола в диоритовой, с элементами монцонитовой основной массе [Трунилина и др., 2018].

Иргычанский, Учугунский, Гирибдичанский массивы (рис. 32, № 16, 12, 17) площадью 3–4 км<sup>2</sup> сложены диоритами и кварцевыми диоритами с постепенными переходами между ними. Судя по ширине зон (3–5 км) контактового метаморфизма, а также по интенсивности и форме магнитных аномалий, контакты интрузивных тел с вмещающими породами крутые: порядка 60–70° [ГК R-54-XIX, XX, 1979]. По геофизическим данным, площадь Гирибдичанского интрузива составляет 35 км<sup>2</sup>.

Коханакский массив (рис. 32) расположен на правом берегу р. Хулиджюн и прорывает и метаморфизует среднеюрские отложения эльбукской свиты. Массив в плане имеет грушевидную форму с наибольшей шириной выходов в южной части, и ориентирован в северо-северо-западном направлении. При протяженности 5–5,5 км и максимальной ширине 3,5–4 км площадь его выхода составляет около 12 км<sup>2</sup>. Восточный контакт массива крутопадающий, с падением на восток, в сторону вмещающих пород, западный – более пологий. Северный и южный контакты крутые (до 85°), но также с падением в сторону вмещающих. По данным В. К. Покровского [Покровский и др., 1963ф], на отдельных участках фиксируется падение западного контакта под массив. В связи с этим предполагается сложная форма интрузии с общим падением в восточном направлении. Массив сложен амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами, в центральной части переходящими в амфиболсодержащие биотитовые граниты. В восточном эндоконтакте отмечаются кварцевые диориты и тоналиты, выходы которых из-за малой площади в масштабе карты не выражены. Вблизи восточного контакта северной части массива во вмещающих породах картируются два небольших выхода гранодиоритов общей площадью около 0,05 км<sup>2</sup> [Пышко, 2002ф].

Чукский массив (рис. 32, № 64) расположен на водоразделе между верховьями рек Тиректях, Нонгондя и Инач, площадь – около 42 км<sup>2</sup>, имеет сложные очертания. В целом, массив в плане имеет Т-образную форму и пред-



ставляет собой как бы две интрузии, соединенные тонкой перемычкой. Северный выход площадью около 30 км<sup>2</sup> ориентирован субширотно и расширяется на восток; южный выход площадью около 9 км<sup>2</sup> имеет субмеридиональную ориентировку и в южном контакте разделен провесом кровли на два апофиза. Вмещающими породами являются отложения чемегендинской и сетакчанской свит раннеюрского возраста. В центральной и северо-западной частях южного выхода наблюдаются провисы кровли массива, сложенные сильно ороговикованными терригенными породами сетакчанской свиты, что свидетельствует о неглубоком эрозионном срезе этой части интрузии. По геофизическим данным и ореолам ороговикования, северный и восточный контакты массива крутопадающие, остальные имеют пологое залегание. В строении массива принимают участие биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гранодиориты, амфиболсодержащие биотитовые граниты и пироксен-биотит-амфиболовые кварцевые диориты. Гранодиориты и граниты примерно в равном соотношении слагают северный выход массива. Южный выход в восточной части сложен гранодиоритами и кварцевыми диоритами, образующими выход овальной формы в центральной части поля гранодиоритов, в западной – гранитами. Эндоконтакты массива, включая перемычку между северной и южной частями интрузии, сложены аплитовидными гранитами. Ширина выходов пород эндоконтактовой фации варьирует от 100–200 м до 1–1,2 км в перемычке. В юго-западном экзоконтакте северного выхода массива закартированы дайки гранодиорит-порфиоров северо-восточного простирания [Пышко, 2002ф].

Тельбукский массив (рис. 32, № 59), размером 4,5 × 2,5 км с площадью выходов около 9 км<sup>2</sup> расположен в верховьях левых составляющих р. Тирехтях. Он имеет овальную в плане форму с ориентировкой в северо-западном направлении. Вмещающими породами являются терригенные отложения эльбукской свиты среднеюрского возраста. Интрузив является массивом диапирового типа с относительно пологими падениями торцевых поверхностей контакта и крутыми (более 50°) боковых в сторону вмещающих пород. Массив сложен биотит-амфиболовыми гранодиоритами, в центральной части переходящими в порфириовидные биотитовые граниты, в приконтактовой части – биотит-амфибол-пироксеновыми тоналитами и кварцевыми диоритами. Жильная фация представлена редкими прожилками аплитового состава. В южном и северном экзоконтактах массива в общем поле метаморфизованных пород отмечаются небольшие (до 0,2 км<sup>2</sup>) выходы кварцевых диоритов эндоконтактовой фации [Пышко, 2002ф].

Нижне-Такалканский массив (рис. 32, № 63) площадью около 2 км<sup>2</sup> сложен тоналитами и гранодиоритами и имеет в плане неправильную, удлиненную в меридиональном направлении форму. Падение западного контакта интрузии восточное в сторону вмещающих пород, а южного – северное, под массив, с углами наклона 30–40°. В северо-западном и южном экзоконтактах массива наблюдаются небольшие выходы ороговикованных диоритов.

Кутурукский массив (рис. 32, № 92) имеет площадь около 30 км<sup>2</sup> и треугольную в плане форму. Его контакты близки к прямолинейным, крутопадающие (70–75°) с падением в сторону вмещающих пород, иногда под массив. В северной части контакт пологий (до 15°), сильно изрезан, сложной

формы. Интрузив сложен преимущественно тоналитами и гранодиоритами, в центральной, наиболее возвышенной части массива переходящими в граниты и плагиограниты. Зона эндоконтакта шириной до 100 м представлена мелкозернистыми гранодиоритами или относительно меланократовыми породами, состав которых близок к диоритам или кварцевым диоритам. Величина относительного эрозионного среза составляет около 950 м в южной части интрузива и около 300 м – в северной. Карбонатные породы нижнего и среднего ордовика на контакте с интрузией скарнированы, карбонатно-терригенные – ороговикованы. Ширина зоны эндоконтакта достигает 500–700 м [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

Также к комплексу относятся небольшие (от 0,05 до 1,5–3 км<sup>2</sup>, из-за масштаба не отображены на геологической карте) тела диоритов, кварцевых диоритов и габбродиоритов, распространенные на правобережье р. Нальчан. Интрузивные тела левобережья р. Нальчан нередко образуют группы, объединенные едиными полями контактово-метаморфизованных пород и сопровождаются дайками диоритов. Для многих тел характерна сложная форма контактов с падением их плоскостей как в сторону вмещающих пород, так и под массивы. В приконтактных частях небольших интрузий наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород и широко развиты породы субвулканического облика.

Соотношения между гранитоидами комплекса наиболее детально изучены в Арга-Эмнекенском и Куранахском массивах. В Арга-Эмнекенском массиве установлено, что все породы от кварцевых диоритов до гранитов связаны постепенными переходами и образуют единый фациальный ряд. Кроме того основного ряда на локальных участках (в зоне эндоконтакта) наблюдались взаимопереходы от гранодиоритов и гранодиорит-порфиоров к плагиогранит-порфирам и риодацитам и от гранодиоритов и гранодиорит-порфиоров к андезит-дацитам и кварцевым диоритовым порфирирам. Подобные соотношения между гранитоидами комплекса характерны и для других массивов. Только в Куранахском массиве среди диоритов и кварцевых диоритов установлены многочисленные прожилки биотит-роговообманковых гранодиоритов с интрузивными контактами [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

Дайки комплекса имеют в основном восток–северо-восточное простирание, реже северо-западное и сложены кварцевыми диоритами, кварцевыми диорит-порфирами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами, риолитами, риолит-порфирами, аплитовидными гранитами, аплитами. Мощность варьирует от 1–2 до 15–20 м, протяженность – от первых десятков метров до 500–700 м, редко до 1–1,5 км [Петров, 2010ф; ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015; Пышко, 2002ф].

*Диориты и кварцевые диориты* (δ) представляют собой полнокристаллические, равномернозернистые, иногда порфирировидные светло-серые или темно-серые породы, состоящие из плагиоклаза (58–65 %), калиевого полевого шпата (2–10 %), кварца (4–16 %), биотита (5–17 %) и амфибола (4–22 %) и от 0 до 10 % моноклинного пироксена [ГК R-54-XXIII,XXIV, в издании]. Структура пород порфирировидная, реже гипидиоморфнозернистая, аллотриаморфнозернистая со сравнительно редкими участками микропегматитовой и пойкилитовой. Средний размер зерен 0,1–0,6 мм в равномернозернистых разно-

стях до 0,2–2 мм в разностях с порфировым строением. Плагиоклаз относится к андезину ( $An_{38-46}$ ), олигоклаз-андезину ( $An_{26-39}$ ), значительно реже встречается лабрадор ( $An_{56}$ ). Плагиоклаз обычно зональный, с полисинтетическими двойниками. Кварцевые диориты связаны взаимопереходами с тоналитами, в которых увеличивается содержание кварца (18–20%) [ГК R-54-XXIII, XXIV, 1980] и постепенными переходами с диоритами, отличаясь от них повышенными содержаниями кварца (5–20%) и присутствием ортоклаза (0–5%) [Петров, 2013ф]. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом, ильменитом, магнетитом, цирконом, иногда сфеном [ГК R-54-XIX, XX, 1979; ГК R-54-XXI, XXII, 1979]. Эпимагматические минералы – серицит, хлорит, карбонат, иногда апатит, кварц, минералы эпидот-цоизитовой группы и минералы группы каолинита [ГК R-54-XV, XVI, 1980].

*Гранодиориты и граниты* ( $\gamma\delta$ ) – серые, зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые, иногда порфировидные породы (порфировые выделения представлены кварцем, полевыми шпатами, редко – биотитом) с гипидиоморфнозернистой структурой, сложенные плагиоклазом (45–50%), кварцем (15–20%), калиевым полевым шпатом (20%), биотитом (5–15%) и роговой обманкой (5%). Граниты отличаются от гранодиоритов большим содержанием кварца. В порфировидных разностях порфировидные выделения представлены плагиоклазом, темноцветные минералы – биотитом (до 10%), роговой обманкой (до 5%) и, редко, моноклинным пироксеном [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]. Плагиоклаз выражен преимущественно олигоклазом-андезином  $An_{28-34}$ . Зональные кристаллы в своей центральной части сложены андезином  $An_{32-46}$ , а в краевой – олигоклазом  $An_{15-24}$ . Амфибол представлен призматическими или неправильной формы зернами и бурозеленой роговой обманкой, замещающей биотитом и хлоритом. В Тельбукском массиве в гранодиоритах определен куммингтонит с железистостью 40% и высоким содержанием хлора. В нем отмечаются вроски апатита, сфена и граната. Биотит начинает кристаллизоваться позже плагиоклаза и амфибола и завершает последним, выполняя интерстиции в окружающих зернах породообразующих минералов. Это Fe-биотит, по параметрам состава отвечает биотитам гранитоидов IS- и S-типов существенно корового происхождения [Трунилина и др., 2018]. Калишпат – высокий ортоклаз ( $2VNp = 42^\circ$ ), калишпат порфиров – санидин или высокий ортоклаз ( $2VNp = 18-32^\circ$ ). Кварц наиболее ксеноморфен и выполняет интерстиции между ранее образовавшимися минералами, часто обладает волнистым погасанием. В акцессорной фракции установлены ильменит, сфен, ортит, апатит, циркон, пирит, пирротин, стистаит и три генерации граната: ксеногенный альмандин-гроссуляр, магматический пироп-альмандин с содержанием  $Ru$  18–23%, что отвечает нижнекоровому уровню генерации расплава; поздне-постмагматический спессартин-альмандин ( $Spes$  20–26%) [Трунилина и др., 2018]. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом, лейкоксеном, цоизитом, редко цеолитом [ГК R-54-XIX, XX, 1979; ГК R-54-XXI, XXII, 1979; ГК R-54-XIII, XIV, 1978; Пышко, 2002ф].

*Кварцевые диоритовые порфириты* ( $q\delta\pi$ ) – мелкозернистые зеленовато-серые породы порфирового сложения. Вкрапленники, составляющие 15–30% объема породы, образованы плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой,

пироксеном, изредка кварцем. Плаггиоклаз вкрапленников обычно зонален, причем ядра кристаллов чаще всего сложены лабрадором  $An_{56-60}$ , промежуточные зоны – андезином  $An_{37-42}$ , а периферические – олигоклазом  $An_{20-28}$ . Размер вкрапленников достигает 3 мм в поперечнике. Основная масса в своем большинстве является полнокристаллической гипидиоморфнозернистой, участками микропйкилитовой, состоящей из лейст плаггиоклаза, зерен кварца, роговой обманки и пироксена. Как правило, плаггиоклаз значительно политизирован и сосюритизирован, а темноцветные минералы почти нацело замещены биотитом и хлоритом. В эндоконтактах даек основная масса раскристаллизована не полностью, и в ее составе присутствуют выделения бурого полуразложившегося стекла [ГК R-54-ХІІІ,ХІV, 1978]. Акцессорные минералы – апатит, циркон, рудный. Постмагматические минералы – серицит, эпидот-цоизит, хлорит, карбонат [ГК R-54-ХХІІІ,ХХІV, 1980].

*Гранодиорит-порфиры* ( $\gamma\delta\pi$ ) присутствуют в эндоконтактовых частях массивов и также образуют небольшие тела и дайки. Это зеленовато-серые, серые, иногда темно-серые порфировидные породы, состоящие из вкрапленников (0,4–5 мм) плаггиоклаза–андезина  $An_{36-44}$  с резко выраженным зональным строением, биотита, реже кварца, роговой обманки и микрозернистой основной массы аплитовой, микропегматитовой, гипидиоморфнозернистой структуры, состоит из кварца, плаггиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, иногда роговой обманки. Количество вкрапленников составляет 20–50%. Структура пород порфировидная. Структура основной массы микрогипидиоморфнозернистая, микроаплитовая до микроаллотриоморфнозернистой. Количественные соотношения минералов в гранодиорит-порфирах и гранодиоритах примерно однозначны. Акцессорные минералы – циркон, апатит, сфен; из вторичных минералов отмечаются эпидот, хлорит, серицит [ГК R-54-ХІІІ,ХІV, 1978; ГК R-54-ХІХ,ХХ, 1979].

*Аплитовидные граниты и аплиты* ( $\alpha$ ) образуют дайки и жилы неправильной формы, вытянутые тела во всех крупных интрузивах. Мощность даек аплитов – 1–30 см, длина не более 50 м. Длина даек аплитовидных гранитов 200–400 м, мощность – от 0,5–2 до 25–40 м. *Пегматиты* образуют маломощные (до 1 м) жилы и гнездовидные тела. Пространственно описываемые образования тяготеют к контракционным трещинам в массивах. Рассматриваемые породы светло-серые в розовато-серые мелкозернистые, с аплитовой, микрогранитной, участками пегматитовой структурой. Состоят они из ортоклаза (28–40%), плаггиоклаза  $An_{15-25}$  (20–25%) и кварца (28–40%). В аплитовидных и пегматоидных гранитах постоянно присутствует биотит (1–5%). Акцессорные минералы – ильменит, магнетит, ортит, торит, ксенотим, апатит, циркон, касситерит, гранат, рутил, корунд, турмалин [ГК R-54-ХХІІІ,ХХІV, 1980].

Минеральный состав гранитоидов описываемого комплекса имеет ряд особенностей: постоянное присутствие биотита и роговой обманки, нередко в ассоциации с моноклиным пироксеном в большинстве петрографических разновидностей пород, включая граниты главной интрузивной фации, повышенная основность плаггиоклаза, отвечающего по составу андезину и нередко лабрадору, и выдержанная циркон-сфен-apatит-ильменитовая ассоциация акцессорных минералов [ГК R-54-ХХІІІ,ХХІV, 1980; ГК R-54-ХІІІ,ХІV, 1978; ГК R-54-ХІХ,ХХ, 1979; ГК R-54-ХХІ,ХХІІ, 1979].

В породах комплекса отмечаются автометасоматические преобразования, наиболее интенсивно проявляющиеся в породах эндоконтактной фации и в ослабленных зонах вдоль постинтрузивных разрывных нарушений. Наиболее широко развиты пропилитизация, окварцевание, амфиболизация, хлоритизация и сульфидизация пород, причем последняя фиксируется и в экзоконтактах массивов. Максимальной интенсивности процесс пропилитизации достигает в кварцевых диоритах Коханахского и Чукского массивов, где наблюдается интенсивное замещение темноцветных минералов актинолитом и тремолитом. В гранитах Коханахского массива [Князев, 1999ф] установлены проявления грейзенизации с образованием турмалин-мусковит-кварцевых метасоматитов и турмалин-серицитовых и серицит-кварцевых грейзенов в виде гнезд размером до 5–7, реже 10–15 м. Аргиллизиты образованы микро-, мелкозернистым агрегатом глинистых минералов, гидрослюд, кварца и хлорита, развивающимся по интрузивным породам вплоть до почти полного их замещения. Зоны и участки пропилитизации и аргиллизации распространены хаотично, но обычно приурочены к тектоническим нарушениям и сгущениям трещин. При окварцевании диориты и кварцевые диориты преобразуются в микро-мелкозернистые породы серовато-белого цвета, сложенные гранобластовым кварцем с хаотично распределенными в нем чешуйками серицита и гидрослюд, с реликтами первичной структуры интрузивных пород. Участки окварцевания также приурочены к тектоническим нарушениям и зонам повышенной трещиноватости. Вблизи разрывных нарушений в породах также наблюдаются хлоритизация, биотитизация, эпидотизация, амфиболизация [Петров, 2010ф].

Породы эндоконтактной фации массивные или линейно-полосчатые, нередко порфиоровые представлены микро-, мелкозернистыми диоритами, содержащими в мирогипидиоморфнозернистой и криптовой основной массе небольшое количество вулканического стекла. Аналогичными микро-, мелкозернистыми диоритами субвулканического облика сложены и дайки. Иногда в приконтактной части интрузий наблюдаются гибридные породы, близкие по составу к монцодиоритам, содержащие калиевый полевой шпат (до 5–10%) и большое количество аксессуарных минералов [Петров, 2010ф]. В Коханахском, Чукском и Эбдекинском интрузивах, по данным различных исследователей [Узюнкоян и др., 1966ф; Трунилина, 1988; Трунилина, 1996ф; Князев, 1999ф] фиксируется невыдержанная по простиранию линейная ориентировка шпиров темноцветных минералов. Также характерной особенностью пород эндоконтактной фации является образование гибридных пород, состав которых варьирует от меланократовых кварцевых диоритов до плагиогранитов. Их возникновение обусловлено широким развитием процессов ассимиляции и контаминации. Как правило, они характеризуются такситовой текстурой и мелкозернистой порфиоровидной и порфиоровой до невадитовой структурой. Мощность зон таких пород невыдержана и меняется от первых метров до 40–50 м, редко до 100 м [Князев, 1999ф; Пышко, 2002ф]. В эндоконтактах всех массивов комплекса и вдоль пересекающих их тектонических нарушений развиты зоны пропилитизации, окварцевания и сульфидизации [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

На контакте с гранитоидами арга-эмнекенского комплекса юрские терригенные и туфогенно-терригенные породы преобразованы в кварц-биотитовые,

биотит-кордиеритовые, биотит-кордиерит-кварц-хлоритовые, амфибол-плагиоклаз-кварцевые и биотит-амфибол-плагиоклаз-кварцевые роговики, которые по мере удаления от контактов сменяются кварц-хлорит-биотитовыми, серицит-хлоритовыми и карбонат-серицитовыми породами с реликтами первичных структур и текстур. В контактово-метаморфизованных породах наблюдаются участки площадного окварцевания, турмалинизации и сульфидизации. В приконтактовых частях интрузий также широко развиты гибридные породы, содержащие калиевый полевой шпат (до 5–10%), кварц (до 15–20%) и большое количество аксессуаров. Полный комплекс аксессуарных минералов включает ильменит, магнетит, циркон, апатит, сфен, реже гранат и ортит [Трунилина и др, 1995ф; Петров, 2013ф]. Карбонатные и терригенно-карбонатные породы преобразованы в мраморы, скарны и скарнированные породы. В зависимости от состава и количества терригенной составляющей в карбонатных породах в мраморах, сложенных преимущественно кальцитом, наблюдается примесь амфибола, кварца, плагиоклаза, эпидота, биотита. Среди скарнов по составу выделены пироксен-гранатовые, волластонит-пироксен-гранатовые, пироксеновые, гранат-амфиболовые, пироксен-гранат-амфиболовые, скаполит-гранатовые, скаполит-гранат-пироксеновые и пироксен-карбонатные разновидности, несущие магнетитовую и людвиговую минерализацию. В Сыттахском массиве выделяются также эндоскарны, имеющие пироксен-плагиоклазовый состав и содержащие реликты первично-магматических минералов гранитоидов–полевых шпатов, кварца, биотита, амфибола и циркона. Скарнированные породы, проявленные на некотором удалении от контактов массивов, в зависимости от содержания терригенной примеси могут иметь различный состав. По карбонатным породам образуются кальцитовые их разновидности, содержащие незначительную примесь амфибола, скаполита, кварца, граната. Палеозойские отложения терригенно-карбонатного состава со значительной примесью исходного алюмосиликатного материала и карбонатно-терригенные прослои в мезозойских отложениях преобразуются в известково-силикатные скаполит-кордиеритовые и кальцит-биотит-кварц-эпидотовые породы. Метасоматические преобразования в скарнах и скарнированных породах выражены образованием по ним карбонат-актинолитовых, актинолит-эпидотовых и кварц-кальцит-эпидотовых метасоматитов. В результате гидротермальной переработки скарнов и образовавшихся по ним метасоматитов образуются зоны окварцевания и сульфидизации, несущие оловянно-вольфрамовую (касситерит-шеелитовую), а также золоторудную минерализацию [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Постмагматические образования в гранитоидах выражены замещением роговой обманки актинолитом и хлоритом, биотита – хлоритом, пироксена – роговой обманкой, титанистых рудных минералов – лейкоксеном, полевых шпатов – соссюритовым агрегатом, серицитом и пелитовым веществом [ГК-200 R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Гидротермальные проявления выражены жилами выполнения и различной минерализацией в зонах дробления. В районе жильные образования имеют незначительное распространение. Они локализируются либо в пределах интрузий, либо в окружающих их роговиковых полях. Мощность жил колеблется от нескольких сантиметров до 3 м при протяженности 2–30, иногда до 180 м. По своему вещественному составу они разделяются на три группы:

1. Кварцевые и кварцево-турмалиновые жилы, которые развиты как среди гранитоидов Нономбинского и Укачилканского массивов, так и в их экзоконтактах среди роговиков. Турмалин в жилах присутствует в виде тонких длиннопризматических кристаллов размером до 8 мм по длинной оси, образующих в кварце отдельные скопления. Жилы этой группы довольно часто содержат чешуйки светлой слюды. С кварцевыми и кварцево-турмалиновыми жилами связано вольфрамовое, молибденовое, реже оловянное и золото-мышьяковистое оруденение.

2. Кварцево-хлоритовые жилы. Они встречаются реже, чем жилы первой группы, и развиты главным образом в пределах северного и южного экзоконтактов Нономбинского массива. В жилах хлорит образует значительные скопления, реже составляет основную массу жильного материала. С этой группой жил связана очень бедная сульфидная минерализация, иногда с касситеритом.

3. Кварцево-карбонатные и карбонатные жилы с сидеритом. Жилы этой группы встречаются крайне редко и установлены только вблизи Нономбинского массива. Эти жилы практически не несут рудной минерализации.

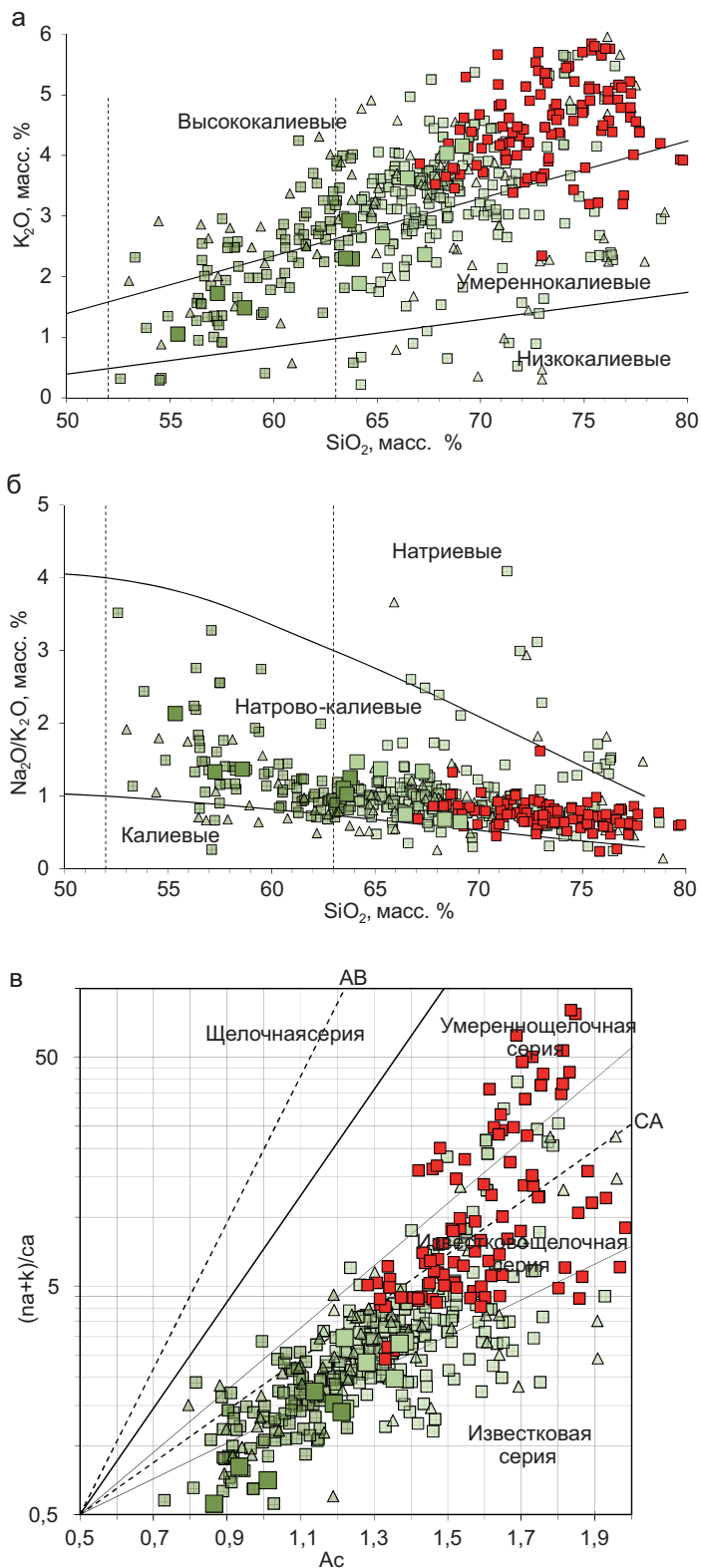
Гидротермальные проявления в виде рудной минерализации наиболее распространены в зонах дробления. Они встречаются как в интрузиях, так и в осадочных породах, нередко на значительном удалении от первых. Минерализованные зоны дробления имеют субширотное, северо-западное, реже субмеридиональное и северо-восточное простирания. Протяженность их варьирует от первых десятков метров до 2 км и более, мощность – от десятков сантиметров до 10 м, иногда до 20–40 м. В этих зонах вмещающие породы значительно раздроблены и обохрены, а также пронизаны прожилками кварца, реже карбоната. Довольно часто в зонах присутствуют брекчии, цемент которых представлен кварцем. С этим типом гидротермальных проявлений связано олово-полиметаллическое, полиметаллическое, золото-сурьмяное и ртутное оруденение [ГК R-54-ХIII, XIV, 1978].

По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля от диоритов до лейкогранитов преимущественно нормальной щелочности (рис. 78), являются умеренно- и высококалиевыми, по типу щелочности все породы комплекса относятся к натриево-калиевым (рис. 79, а, б). Породы весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  – от 1,9 до 10,1,  $Kф = 67,5–91,8$ . Степень окисленности железа преимущественно  $F = 0,1–0,3$ , содержания (%):  $Na_2O = 1,9–4,5$ ,  $K_2O = 1,4–5,4$ , общей щелочностью 4,0–8,2 с преобладанием  $K_2O$ ,  $CaO = 1,2–4,7$ .

На диаграмме АФМ породы комплекса преимущественно принадлежат к известково-щелочной серии, на петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca – Ac$  породы образуют известково-щелочную серию с отклонением к известковой (рис. 80; 79, в). По насыщенности пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция гранитоиды комплекса преимущественно относятся к метаглиноземистым и плюмазитовым переходного типа IS-гранитам (рис. 81). По нормативному составу породы комплекса преимущественно диопсид-нормативные (умеренноглиноземистые) с содержанием нормативного диопсида  $di = 1–10\%$ , в меньшей степени встречаются корунд-нормативные (высокоглиноземистые) с содержанием нормативного корунда  $c = 1–3\%$  (табл. 11 в DB\DOPM\Магматизм).



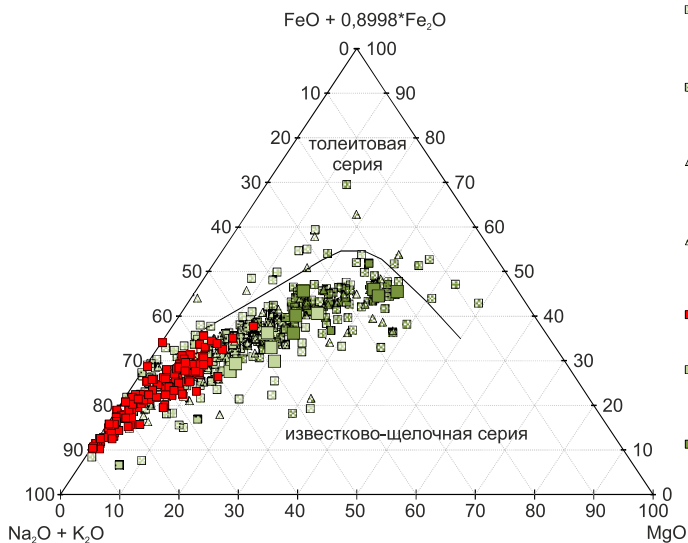




- Арга-эмнекенский комплекс. Граниты и гранодиориты. Массивы. Данные предшественников.
- Арга-эмнекенский комплекс. Кварцевые диориты, диориты. Массивы. Данные предшественников.
- △ Арга-эмнекенский комплекс. Дайки кислого состава. Данные предшественников.
- △ Арга-эмнекенский комплекс. Дайки среднего состава. Данные предшественников.
- Омчикандинский комплекс. Массивы. Данные предшественников.
- Арга-эмнекенский комплекс. Граниты и гранодиориты. Массивы. Авторские данные.
- Арга-эмнекенский комплекс. Кварцевые диориты, диориты. Массивы. Авторские данные.

**Рис. 79. Диаграммы для магматических образований арга-эмнекенского и омчикандинского комплексов.**

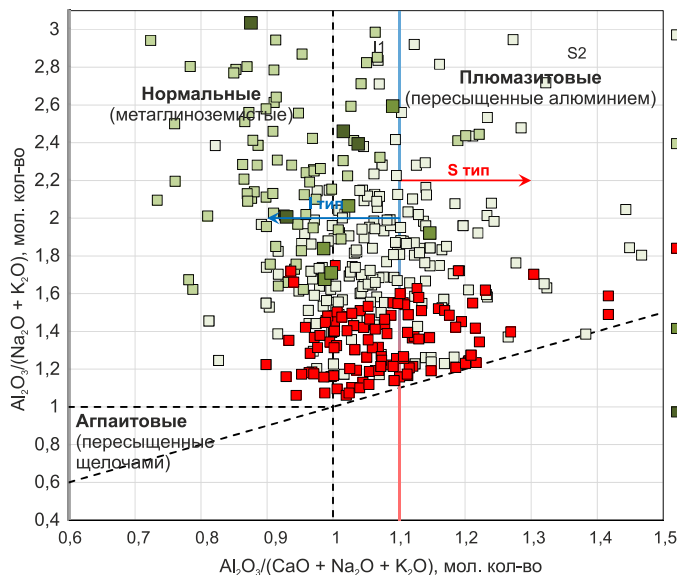
*а* – диаграмма разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства, *б* – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008], *в* – Петрохимическая диаграмма  $(Na + K) / Ca - As$  [Практическая ..., 2017]. Данные взяты из табл. 11, 12 в DV/DOPM/Магматизм.



- Арга-эмнекенский комплекс. Граниты и гранодиориты. Массивы. Данные предшественников.
- Арга-эмнекенский комплекс. Кварцевые диориты, диориты. Массивы. Данные предшественников.
- △ Арга-эмнекенский комплекс. Дайки кислого состава. Данные предшественников.
- ▲ Арга-эмнекенский комплекс. Дайки среднего состава. Данные предшественников.
- Омчикандинский комплекс. Массивы. Данные предшественников.
- Арга-эмнекенский комплекс. Граниты и гранодиориты. Массивы. Авторские данные.
- Арга-эмнекенский комплекс. Кварцевые диориты, диориты. Массивы. Авторские данные.

**Рис. 80.** Тройная диаграмма AFM в весовых процентах с нанесенной линией Ирвинга [Irvine and Baragar, 1971] для магматических образований арга-эмнекенского и омчикандинского комплексов.

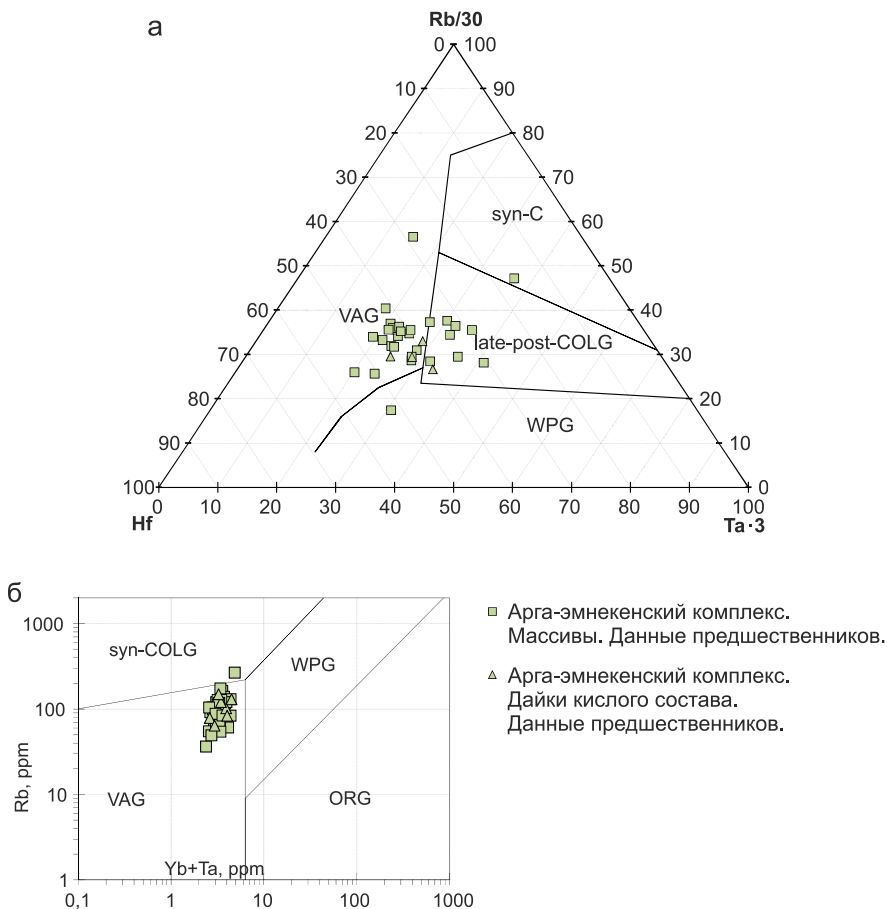
Данные взяты из табл. 11, 12 в DB\DOPM\Магматизм.



- Арга-эмнекенский комплекс. Граниты и гранодиориты. Массивы. Данные предшественников.
- Арга-эмнекенский комплекс. Кварцевые диориты, диориты. Массивы. Данные предшественников.
- Омчикандинский комплекс. Массивы. Данные предшественников.
- Арга-эмнекенский комплекс. Граниты и гранодиориты. Массивы. Авторские данные.
- Арга-эмнекенский комплекс. Кварцевые диориты, диориты. Массивы. Авторские данные.

**Рис. 81.** Диаграмма в координатах A/NK ( $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ ) и A/CNK ( $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ ) в молекулярных количествах для разделения гранитоидов по типам пород [Maniarg and Piccoli, 1989] для магматических образований арга-эмнекенского и омчикандинского комплексов.

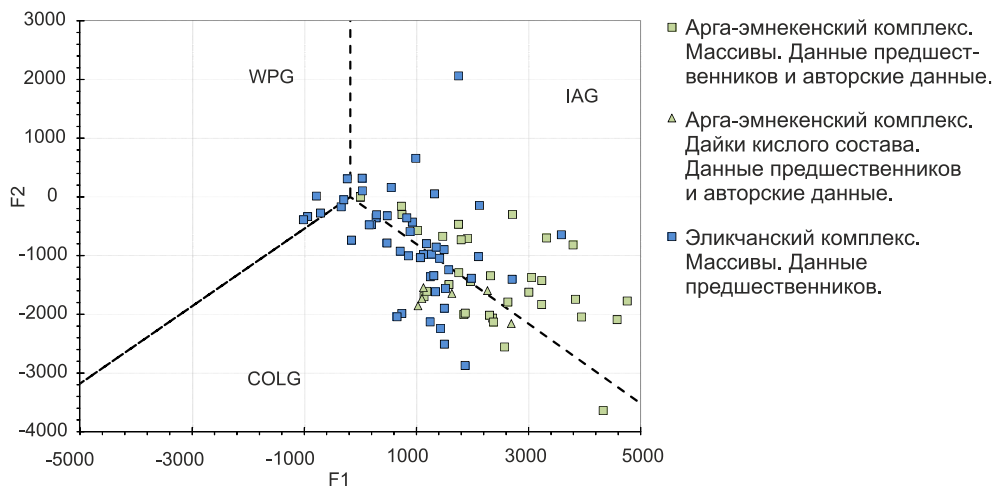
Данные взяты из табл. 11, 12 в DB\DOPM\Магматизм.



**Рис. 82. Дискриминационные диаграммы для магматических образований арга-эмнекенского комплекса.**

*a* – дискриминационная диаграмма Rb/30 – Hf – 3·Ta для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных; VAG – вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийных; late-post-COLG – поздне- и постколлизийных; *b* – дискриминационная диаграмма Rb, Yb, Ta [Pearce, Harris, Tindle, 1984]; поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийные граниты. Данные взяты из табл. 11 в DB\DOPM\Магматизм.

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения пород комплекса имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 7,40-22,43$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 4,64-8,92$ ;  $Gd/Yb = 1,46-2,29$ ). Породы обогащены РЗЭ (общая сумма редких земель:  $\Sigma REE = 86,28-222,99$  ppm) и сопоставимы со сильно фракционированными надсубдукционными гранитоидами ( $Rb = 104$  ppm;  $\Sigma REE = 162,34$  ppm [Velikoslavinskii, 2003]). Распределение имеет небольшую отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,52-0,93$ ) (рис. 84, *a*).



**Рис. 83.** Диаграмма для разделения внутриплитных, коллизионных и субдукционных гранитоидов арга-эмнекенского и эликчанского комплексов [Velikoslavinskii, 2003].

$F1 = 196,203 \text{ SiO}_2 + 753,953 \text{ TiO}_2 + 481,96 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 92,664 \text{ FeO(общ.)} + 521,5 \text{ MgO} + 374,766 \text{ CaO} + 7,571 \text{ Na}_2\text{O} - 584,778 \text{ K}_2\text{O} + 0,379 \text{ Ba} - 0,339 \text{ Sr} - 0,733 \text{ Rb} - 0,429 \text{ La} - 3,33 \text{ Ce} - 5,242 \text{ Nd} + 10,565 \text{ Sm} - 19823,8$

$F2 = 1292,962 \text{ SiO}_2 + 4002,667 \text{ TiO}_2 + 1002,231 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1297,136 \text{ FeO(общ.)} + 262,067 \text{ MgO} + 1250,48 \text{ CaO} + 1923,417 \text{ Na}_2\text{O} + 1009,287 \text{ K}_2\text{O} + 0,3634 \text{ Ba} - 0,325 \text{ Sr} - 0,701 \text{ Rb} + 0,8015 \text{ La} + 3,347 \text{ Ce} + 2,68 \text{ Nd} + 10,11 \text{ Sm} - 126860,0$

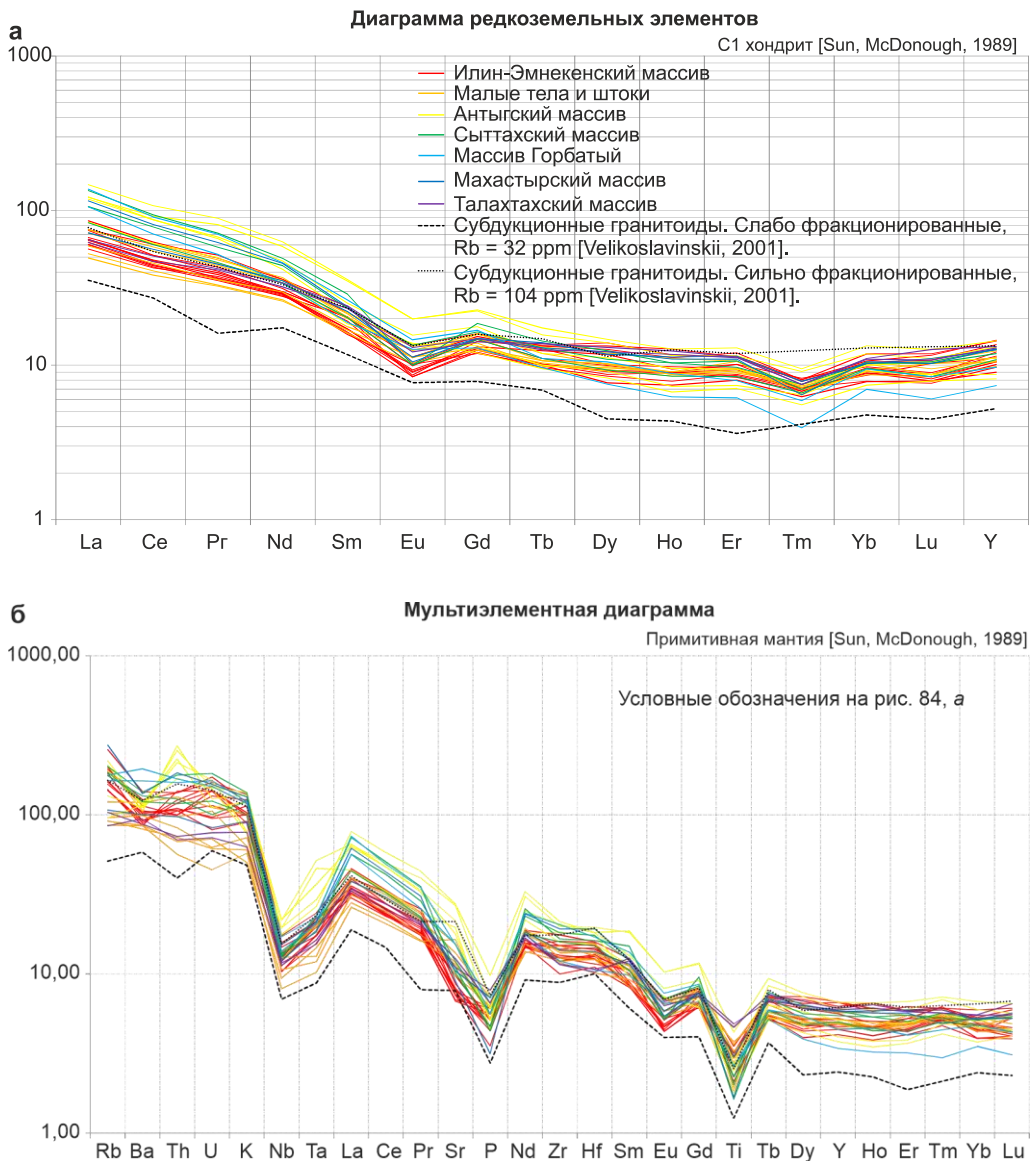
Данные взяты из из табл. 11, 13 в DB\DOPM\Магматизм.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 84, б) пород комплекса наблюдается обогащение крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. Распределения в целом имеют равномерное обогащение элементами по степени их некогерентности с явными отрицательными аномалиями по Р, Тi. Для всех пород характерно наличие отрицательной Ta-Nb аномалии, что свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. Отрицательные аномалии Р, Тi связаны с фракционированием аппатита и титанистых минералов. В целом тренды распределения пород комплекса сопоставимы со спектрами надсубдукционных гранитов, по данным С. Д. Великославинского, и имеют те же характерные черты [Velikoslavinskii, 2001].

Граниты имеют низкие отношения  $\text{Rb/Sr} = 0,12\text{--}0,77$  и  $\text{Rb/Ba} = 0,09\text{--}0,18$ , повышенные концентрации элементов группы железа:  $\text{Co} = 4,48\text{--}20,30 \text{ ppm}$ ,  $\text{Ni} = 5,35\text{--}64,0 \text{ ppm}$ ,  $\text{Cr} = 20,3\text{--}121,9 \text{ ppm}$ , что характерно для гранитоидов надсубдукционных обстановок [Особенности изучения ... , 1992].

Породы комплекса принадлежат к диорит-гранодиоритовому и гранитовому формационным типам магматических пород [Основы геодинамического анализа ... , 1997], гомодромное развитие магматизма – от пироксен-амфиболовых диоритов до амфиболсодержащих биотитовых гранитов и биотитовых гранитов – характерно для переходного геодинамического режима – от субдукционного к коллизионному при смешанном корово-мантийном надсубдукционном источнике. Формирование магматических тел происходит по глубинным разломам, поперечным складчатым структурам, образуя попереч-

ные латеральные магматические ряды. Сопоставление данных U-Pb датирования пород по цирконам и их вещественного состава показывает гомодромное развитие комплекса, возрастной диапазон для диоритов и кварцевых диоритов составляет 137,0–132,6 млн лет, для гранодиоритов – 134,1–131,2 млн лет, для гранитов – 131,1–130,0 млн лет (табл. 4).



**Рис. 84.** Диаграммы для магматических образований арга-эмнекенского комплекса.

*а* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 11 в DB\DOPM\Магматизм.

## Абсолютный возраст пород арга-эмнекенского комплекса

Массив	Порода	Возраст, млн лет	Метод датирования	Источник
Шток восточнее Илин-Эмнекенского массива (не отражен на геологической карте по условиям масштаба)	Гранит-порфир	130 ± 1,7	U-Pb методом по цирконам	ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Сыттахский	Гранит	131,1 ± 0,8		ГК R-54-XXIII, XIV, в издании
Антыгский	Гранодиорит	131,7 ± 1,0		Авторские данные
Арга-Эмнекенский	Гранодиорит	131,2 ± 1,1		Авторские данные
Малый интрузив в верховьях р. Наччан, прав. притока р. Иргичен	Гранодиорит	132,2 ± 1,1		Авторские данные
Чукский	Гранодиорит	132,8 ± 2,1		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
Нижне-Такалканский	Гранодиорит	134,1 ± 2,1		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
Илин-Эмнекенский	Кварцевый диорит	133,3 ± 1,0		ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Илин-Эмнекенский	Кварцевый диорит	134,0 ± 1,0		ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Чапальский	Кварцевый диорит	132,6 ± 1,2		Авторские данные
Анхайдахский	Кварцевый диорит	135,5 ± 1,9		ГК R-54-XXIX, XXX, в издании
Гирибдичанский	Кварцевый диорит	137 ± 1,0		Авторские данные
Дайка юго-западнее Антыгского массива	Диорит-порфирит	132,6 ± 1,0		Авторские данные
Тельбукский	Диорит	134,7 ± 1,0		Авторские данные
Шток на р. Сетанджа юго-восточнее Такалканского массива (не отражен на геологической карте по условиям масштаба)	Кварцевый диорит	137,0 ± 2,0		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015

Нижняя возрастная граница для образований комплекса определяется наличием ксенолитов позднеюрских габброидов в гранодиоритах Илин-Эмнекенского массива. Верхний возрастной предел для образований комплекса устанавливается по факту прорывания пород комплекса дайками более молодых сасыл-тинахского и джахтардахского комплексов. Породы аргамнекенского комплекса прорваны гранитами более молодого омчикандинского комплекса [ГК R-54-XXI,XXII, 1979; ГК R-54-XXIII,XXIV, 2013]. С учетом геохронологических данных, определенных U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (табл. 4), возраст комплекса принимается раннемеловым, валанжин-готеривским.

**Омчикандинский плутонический комплекс лейкогранит-гранитовый** ( $\gamma, \gamma_{\text{л}}, \lambda, \lambda_{\text{л}}, \alpha, \alpha_{\text{л}}, \beta$ ) распространен в пределах Полоусного кряжа и хр. Кюн-Тас. Комплекс выделен в 1968 г. В. В. Бояршиновым в пределах хр. Полоусный. Петролитом комплекса является Омчикандинский массив [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000]. К омчикандинскому комплексу относятся массивы Омчикандинский (№ 35), восточная часть Бакинского (№ 33), западная часть Куранахского (Нюльку № 36), Буор-Юряхский (№ 72), Истахский (№ 45), Верхне-Тиглякчанский (№ 42), Верхне-Эликчанский (№ 47), Хебгырчанский (№ 65), Уяндинский (№ 66), Кыпчинский (№ 32), Сонтойонский (№ 34) и Кустовская группа штоков (№ 22). Комплекс представлен биотитовыми, иногда амфиболсодержащими гранитами, часто порфиroidными, которые в эндоконтактах переходят в мелкозернистые граниты и гранит-порфиры. Также комплекс представлен неправильными телами и дайками биотитовых нормально- и умереннощелочных лейкогранитов, пегматоидных и аплитовидных гранитов. Жильные образования представлены аплитами и пегматитами. Граниты прорывают и метаморфизуют мезозойские терригенные и вулкано-терригенные отложения.

В геофизическом магнитном поле гранитоиды комплекса выражены отрицательными аномалиями интенсивностью до  $-50$  нТл. Контакты массивов омчикандинского комплекса с терригенными породами фиксируются окруженными кольцеобразными положительными аномалиями, совпадающими с полями контактово-метаморфизованных пород. Наиболее крупные массивы, такие как Омчикандинский и Буор-Юряхский, характеризуются отрицательными аномалиями силы тяжести до  $-50$  мГал.

Омчикандинский массив (рис. 32, 35) вытянут в широтном направлении, его площадь – около  $250 \text{ км}^2$ . Поверхность контакта массива на всем протяжении падает в сторону вмещающих пород под углом  $45-55^\circ$  и несколько положе ( $25-30^\circ$ ) на юго-востоке и северо-западе. У массива имеются многочисленные апофизы длиной до  $1500$  м при мощности до  $100$  м с простиранием, близким к простиранию осадочных пород. Эрозионный срез массива составляет  $200-400$  м и возрастает в западном направлении, на водоразделах обычны мелкозернистые и порфиroidные породы эндоконтактовой фации, а местами обильны ксенолиты вмещающих пород. Массив сложен биотитовыми гранитами, в эндоконтактах – аплитовидными гранитами и мелкозернистыми гранит-порфирами. Ширина контактового ореола в южном контакте интрузива составляет около  $1$  км, в северном – до  $2-2,5$  км [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Буор-Юряхский массив (рис. 32, 72) имеет овальную в плане форму, площадь – около 90 км<sup>2</sup> и крутопадающие (от 50–60° до 70–80°) под вмещающие породы контакты, на западе осложненные дайкообразными апофизами мощностью до 50 м и протяженностью до 150–200 м. В рельефе массив образует впадину, окруженную кольцеобразной возвышенностью, соответствующей полям развития роговиков и пород эндоконтактной фации. Величина эрозионного среза составляет около 400 м. Массив сложен в основном средне- и крупнозернистыми порфиroidными гранитами, а в приконтактной части – мелкозернистыми гранитами, образующими узкую (от 50 до 150 м) оторочку. Лейкограниты наблюдаются в центральной части массива, где образуют небольшие (до 1–2 км<sup>2</sup>) штокообразные тела неправильно-изометричной и вытянутой в широтном или северо-восточном направлении формы, имеющие с гранитами резкие крутопадающие контакты. Массив прорывает и метаморфизует триасовые отложения [Петров, 2010ф; Казакова, Данилов, 2017ф].

Хебгырчанский и Уяндинский массивы (рис. 32, 65, 66) площадью 13 и 7 км<sup>2</sup> соответственно представляют собой штокообразные интрузии с крутопадающими в сторону вмещающих пород контактами, являются выступами крупных интрузивов, находящихся под днищем Уяндинской впадины и, возможно, составляющих единое тело. Сложены биотитовыми порфиroidными гранитами и лейкогранитами. В приконтактной части Хебгырчанского массива наблюдаются участки, сложенные мелкозернистыми гранитами эндоконтактной фации. В гранитах Уяндинского массива на отдельных участках содержание кварца и калиевого полевого шпата уменьшается до 15–20% [Петров, 2010ф].

Верхне-Тиглякчанский и Истахский массивы (рис. 32, 42, 45) площадью 5 и 6 км<sup>2</sup> соответственно сложены преимущественно биотитовыми гранитами, в приконтактных частях, переходящими в мелкозернистые разности. Глубина эрозионного среза интрузивов не превышает 100–200 м.

Верхне-Эликчанский массив (рис. 32, 47) площадью около 35 км<sup>2</sup> представляет собой ориентированное в широтном направлении неправильной формы тело с многочисленными апофизами и с пологим погружением контактовых поверхностей под вмещающие породы. Южный контакт более крутопадающий, чем северный. Эрозионный срез незначителен, не превышает 200 м. Интрузив сложен биотитовыми гранитами, в зоне эндоконтакта – мелкозернистыми аплитовидными гранитами. В восточной его части эндоконтактная фация представлена гранит-порфирами субвулканического облика, нередко содержащими многочисленные мелкие ксенолиты вмещающих терригенных пород. Вблизи северного контакта в гранитах содержатся ксеноблоки и ксенолиты гранодиоритов [Трунилина, 1988ф; Аулов, 1988ф; Данилов, 2018ф].

Штоки Кустовской группы (рис. 32, 22) площадью не более 3 км<sup>2</sup> сложены биотитовыми гранитами с мелкозернистыми гранитами эндоконтактной фации.

Дайки гранит-порфиров, лейкогранитов, аплитовидных гранитов, аплитов распространены чаще всего в эндо- и экзоконтактах, реже в центральных частях массивов. Они имеют преимущественно северо-восточную ориентировку, реже северо-западную. Протяженность даек – от 1–10 до 50–500 м, мощ-



ность от 10–50 до 100–150 м. Маломощные жилы и прожилки мощностью до 0,1–0,2 м и протяженностью от первых метров до первых десятков метров приурочены к контракционным трещинам, с гранитами имеют четкие контакты [Казакова, Данилов, 2017ф].

На контакте с интрузивами комплекса терригенные породы преобразованы в кварц-биотитовые, кордиерит-биотитовые, биотит-кордиеритовые, скаполитовые и кордиерит-скаполитовые, кордиерит-серицитовые роговики, которые при удалении от массивов сменяются хлорит-серицитовыми и кварц-серицитовыми породами с реликтами первичных текстур и структур, и турмалин-биотит-хлоритовыми, хлорит-биотитовыми пятнистыми и узловатыми сланцами [Данилов, 2018ф; ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

*Биотитовые порфиroidные граниты* – светло-, розовато-, буровато-серые и желтовато-белые крупно- и среднезернистые, реже мелкозернистые, породы с порфиroidной структурой в зонах эндоконтакта и в апикальных частях интрузивов. Вкрапленники (15–40%) представлены хорошо сформированными таблитчатыми кристаллами зонального плагиоклаза ( $An_{10-43}$ ) и калиевого полевого шпата, реже – изометричным кварцем. Нередко в породах наблюдаются порфиroidобласты калиевого полевого шпата размером до 5 см. Основная масса средне- или крупнозернистая, гипидиоморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая, состоит из выделений плагиоклаза ( $An_{12-40}$ ) (25–40%), биотита (5–12%), промежутки между которыми выполнены кварцем (25–30%) и калиевым полевым шпатом (27–40%). Калиевый полевой шпат по составу соответствует ортоклазу и микроклину, довольно часто обладает пертитовым строением. Мелкозернистые (0,1–0,2 мм) граниты эндоконтактовой фации характеризуются аллотриоморфнозернистой, участками микропегматитовой структурой, участками аплитовой, микрографической и микропойкилитовой, нередко порфиroidные, с вкрапленниками полевых шпатов (35–63%), кварца (21–35%), плагиоклаза ( $An_{25-40}$ ) (11–24%) и реже биотита размером до 5–7 мм (2–7%). Комплекс акцессорных минералов пород включает апатит, циркон, магнетит, ильменит, монацит, реже гранат, турмалин, касситерит, ксенотим, анатаз, ортит, сфен, рутил, торит, иногда флюорит [Казакова, Данилов, 2017ф]. Вторичные минералы – мусковит, хлорит, эпидот, лейкоксен, кальцит и альбит. Вторичные изменения проявлены в пелитизации калиевого полевого шпата, серицитизацией плагиоклаза, хлоритизации биотита. В зонах эндоконтактов породы имеют субвулканический облик, с микрофельзитовой или псевдосферолитовой структурой основной массы [Казакова, Данилов, 2017ф; Петров, 2010ф; Данилов, 2018ф; ГК R-54-XIX,XX, 1979].

*Гранит-порфиры* ( $\gamma\pi$ ) представляют собой резко порфиroidные светло-серые породы с мелкозернистой основной массой. Вкрапленники составляют 40–60% от объема породы и образованы калиевыми полевыми шпатами, кварцем и, реже, биотитом и титан-авгитом. Основная масса микрогранитовая, гипидиоморфнозернистая состоит из калиевого полевого шпата, плагиоклаза ( $An_{32-35}$ ) и кварца [ГК R-54-XIX,XX, 1979].

*Лейкограниты* ( $\gamma$ ) – светло-серые, розовато-серые, серовато-белые массивные породы, неравномернозернистые: от мелко- до крупнозернистых, гипидиоморфнозернистые, аллотриоморфнозернистые, иногда с редкими

порфиrowыми выделениями плагиоклаза состоят (%) из микроклина (40–45), кварца (35–45), плагиоклаза ( $An_{10-25}$ ) (10–15) и редких выделений биотита (0–5). В крупно-среднезернистых породах биотит практически отсутствует. В порфиrowидных и порфиrowых разностях вкрапленники представлены гломеропорфиrowыми сростками альбита и изометричными выделениями кварца. Основная масса среднезернистая, с содержанием кварца (20–25 %), калиевого полевого шпата (50–55 %) и плагиоклаза (15–20 %). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом, иногда турмалином и рутилом. Постмагматические изменения в породах выражены хлоритизацией биотита, интенсивной пелитизацией, серицитизацией, альбитизацией и каолинизацией полевых шпатов, вплоть до образования серицит-каолинитовых пород [Петров, 2010ф; ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

*Аплитовидные граниты* ( $\alpha\gamma$ ) – светло-серые, серовато-белые мелкозернистые массивные породы. Они обладают гипидиоморфнозернистой или аплитовой структурой, иногда с пегматоидным строением, сложены плагиоклазом ( $An_{10-26}$ ), калиевым полевым шпатам и кварцем (примерно в равных количествах) и содержат редкие пластинки биотита [Петров, 2010ф; Казакова, Данилов, 2017ф].

*Аплиты* ( $\alpha$ ). По сравнению с аплитовидными гранитами для аплитов характерно повышенное содержание кварца (55–65 %) и меньшее содержание биотита (менее 2 %) либо его полное отсутствие [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; Казакова, Данилов, 2017ф].

Постмагматические изменения в породах выражены развитием хлорита, эпидота–цоизита, лейкоксена, рутила и карбоната по биотиту, а также пелитизацией, серицитизацией, альбитизацией и мусковитизацией полевых шпатов и развитием вторичного гранобластового кварца [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. С гранитоидами комплекса генетически связаны постмагматические образования пегматитового, пневматолитового и гидротермального этапов. Пегматитовые образования тесно ассоциируют с аплитовидными, пегматоидными гранитами и аплитами последней стадии формирования комплекса и слагают многочисленные шпирь, линзы и, реже, жилы с оловянной, молибденовой и вольфрамовой минерализацией. В восточной части Бакынского массива пегматоидные выделения с кристаллами касситерита в микроразрывах пустотах имеют широкое площадное распространение и являются источниками обогащения аллювиальных россыпей [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

Вторичные изменения в гранитоидах выражены серицитизацией плагиоклаза, пелитизацией, альбитизацией и мусковитизацией полевых шпатов, а также развитием вторичного гранобластового кварца у полевых шпатов, хлоритизацией и развитием эпидота–цоизита, лейкоксена, рутила и карбоната по темноцветным минералам, иногда встречается флюоритизация в виде тонких разнонаправленных прожилков [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; Казакова, Данилов, 2017ф; Данилов, 2018ф].

В приконтактных (шириной до 200 м) и апикальных частях массивов и вдоль зон тектонических нарушений в гранитах и лейкогранитах в результате автометасоматоза в пневматолитовый этап породы преобразованы в мусковит-кварцевые и турмалин-мусковит-кварцевые, кварц-мусковитовые, серицит-кварцевые и серицитовые, кварц-турмалиновые грейзены. Грейзенизация

также сопровождалась новообразованиями топаза, флюорита, касситерита. Грейзены также являются источниками обогащения россыпей касситеритом, с ними связана олово-вольфрамовая минерализация [ГК R-54-XXI,XXII, 1979; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; Данилов, 2018ф].

Гидротермальные образования наиболее широко распространены в пределах Бакинського массива и в ореоле контактово-измененных пород севернее Омчикандинского массива. Среди них ведущее значение имеют кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом, жилы и зоны дробления с кварцево-турмалиновой (хлоритовой) и кварцево-сульфидно-карбонатной минерализацией. Длина жил и зон дробления изменяется от 500 м до 4–5 км, мощность – от 0,2 до 6–7 м; простирание преимущественно меридиональное с отклонениями до северо-западного и северо-восточного [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

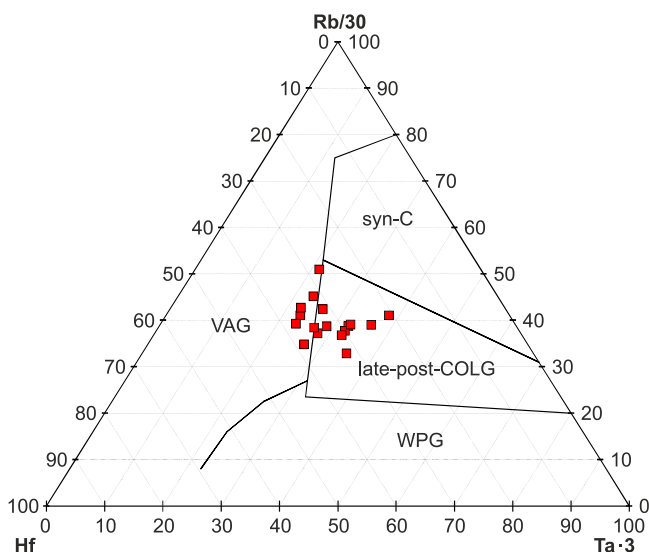
По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля гранитов и лейкогранитов нормальной и умеренной щелочности (рис. 78), являются преимущественно высококалийевыми, по типу щелочности все породы комплекса относятся к натриево-калийевым (рис. 79, а, б). Породы весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 2,1 до 12,0,  $Kф = 71,8–99,4$ . Степень окисленности железа преимущественно  $F = 0,1–0,4$ , содержания  $Na_2O = 2,1–4,5\%$ ,  $K_2O = 2,3–6,2\%$ , общей щелочностью 6,4–9,7% с преобладанием  $K_2O$ ,  $CaO = 0,3–2,6\%$ . На диаграмме АФМ породы комплекса принадлежат к известково-щелочной серии, на петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca–Ac$  породы образуют известково-щелочную и умереннощелочную серию (рис. 80; 79, в). По насыщенности пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция гранитоиды комплекса относятся к плюмазитовым гранитам (рис. 81). По нормативному составу породы комплекса преимущественно корунд-нормативные (высокоглиноземистые) с содержанием нормативного корунда  $c = 1–4\%$  (табл. 12 в DB\DOPM\Магматизм).

По распределению Rb, Hf и Ta на треугольной дискриминационной диаграмме для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986] породы комплекса преимущественно являются поздне- и постколлизийными образованиями (рис. 85).

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения пород комплекса имеют положительный наклон, породы обогащены легкими PЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 4,49–20,16$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым PЗЭ ( $La/Sm = 3,92–7,02$ ;  $Gd/Yb = 1,30–2,06$ ). Породы обогащены PЗЭ,  $\Sigma REE = 101,23–263,25$  ppm при  $Rb = 117–218$  ppm и сопоставима с коллизийными гранитоидами разной степени фракционирования ( $Rb = 188–409$  ppm;  $\Sigma REE = 83,9–229,11$  ppm [Velikoslavinskii, 2003]. Распределение имеет отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,08–0,74$ ) (рис. 86, а).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 86, б) пород комплекса наблюдается сильное обогащение крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. Распределения с явными отрицательными аномалиями по Ba, Sr, P, Eu, Ti. Отрицательные аномалии по Sr и Ba связаны с эффектами фракционирования полевых шпатов при кристаллизации расплава. Отрицательные аномалии P, Ti связаны с фракционированием апатита и титанистых

минералов. В целом тренды распределения пород комплекса сопоставимы со спектрами коллизионных гранитов, по данным С. Д. Великославинского, и имеют те же характерные черты [Velikoslavinskii, 2003].



**Рис. 85. Дискриминационные диаграммы для магматических образований омчикандинского комплекса.**

Дискриминационная диаграмма Rb/30 – Hf – 3·Ta для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных; VAG – вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийных; late-post-COLG – поздне- и постколлизийных. Данные взяты из табл. 12 в DB\DOPM\Магматизм.

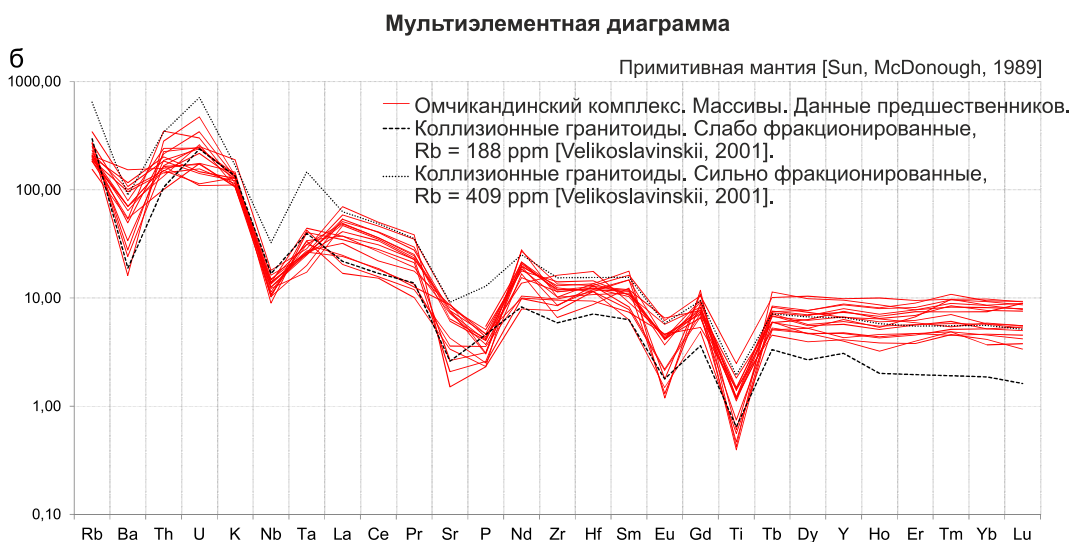
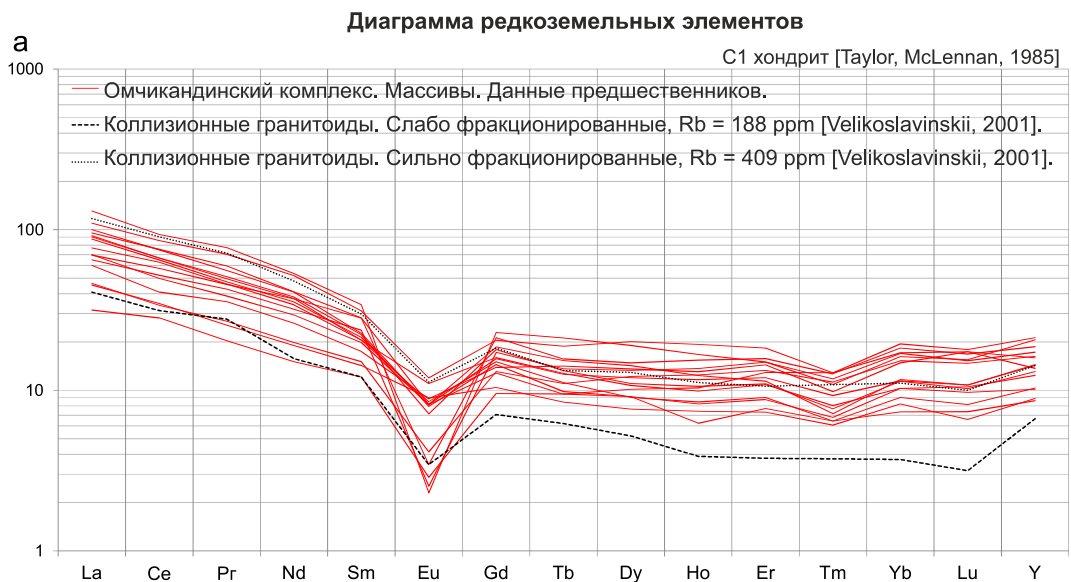
Граниты имеют высокие отношения  $Rb/Sr = 0,77–3,63$  и  $Rb/Ba = 0,2–1,42$ , а также геохимически и металлогенически гранитоиды специализированы на Sn, W, Mo, что характерно для гранитоидов коллизионных обстановок [Особенности изучения ... , 1992; Федоров и др., 2011; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; Данилов, 2018ф].

Расчетные глубины магогенерации для Уяндинского массива оцениваются в 36 км, для остальных массивов – 24–28 км [Трунилина и др., 1996ф; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015]. По соотношению нормативного кварца, ортоклаза и альбита, граниты комплекса кристаллизовались в условиях котектического температурного минимума при давлении около 1–0,5 кбар (рис. 75).

Породы комплекса принадлежат к гранитовому и лейкогранитовому формационному типу магматических пород, характерному для коллизионных обстановок [Короновский, 2011; Основы геодинамического анализа ... , 1997].

Во всех постмагматических процессах наблюдается привнос Sn и W, а также Au, Bi и Ag, максимальный при образовании грейзенов. Эти элементы определяют металлогеническую специализацию пород, которая вырази-

лась в локализации в грейзенах оловорудного месторождения касситерит-силикатной формации с сопутствующим золотом, а также золоторудных объектов [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].



**Рис. 86. Диаграммы для магматических образований омчикандинского комплекса:**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 12 в DB\DOPM\Магматизм.

Абсолютный возраст пород омчикандинского комплекса

Массив	Возраст, млн лет	Метод	Источник
Омчикандинский	130,5 ± 1,2 125,3 ± 1,6	U-Pb по цирконам	ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Элинджинский	130,2 ± 1,1		ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Верхне-Тиглякчанский	131,8 ± 1,2		ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Верхне-Эликчанский	129,6 ± 0,7 130,5 ± 1,1		ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Истахский	129,0 ± 1,0		ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании

Возраст гранитоидов Омчикандинского, Верхне-Тиглякчанского, Верхне-Эликчанского, Истахского, Нонгонджинского, Элинджинского (расположен в верховьях правых притоков р. Нонгондя, по условиям масштаба не отображен на геологической карте) массивов, определенный U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», составляет от  $125,3 \pm 1,6$  до  $130,5 \pm 1,2$  млн лет, что соответствует готерив-барремскому веку раннемеловой эпохи (табл. 5).

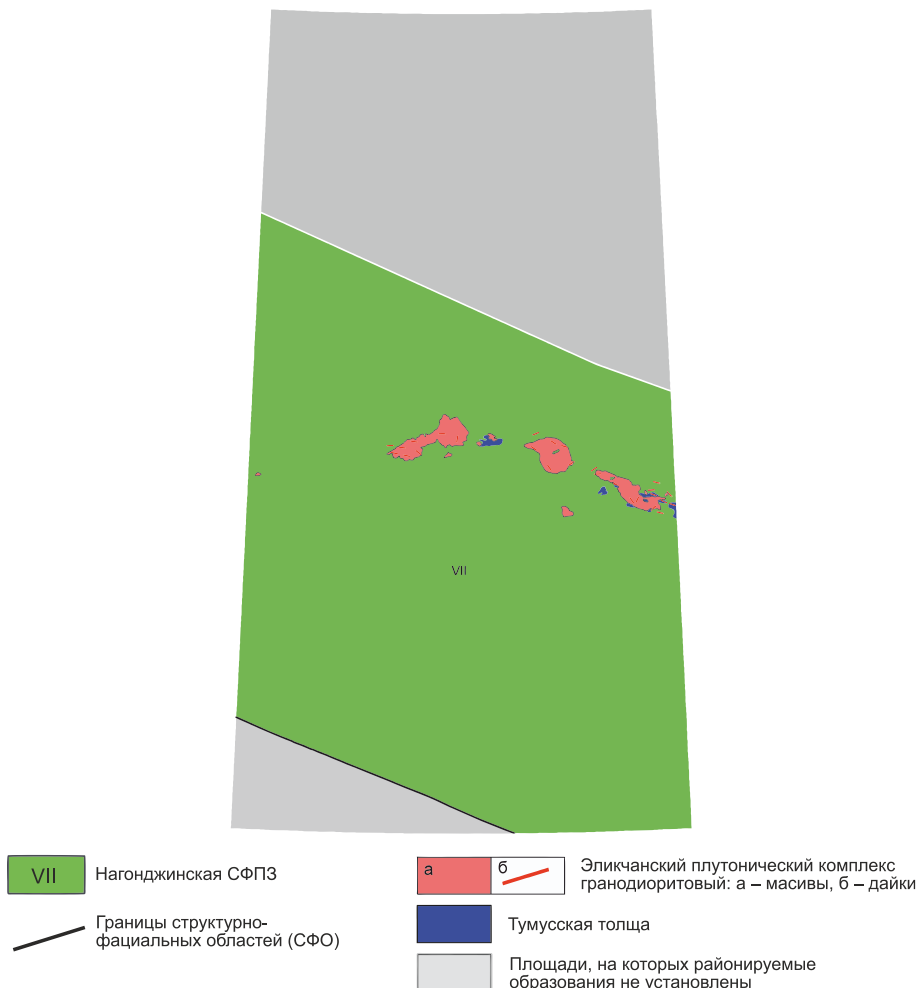
### РАННЕМЕЛОВЫЕ БАРРЕМ-АПТСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования этого возраста распространены субширотной полосой в центральной части листа в пределах Тумус-Нельканской СФО и представлены образованиями барремского тумусского вулканического комплекса андезит-дацитового и магматическими образованиями аптского эликчанского plutонического комплекса гранит-гранодиоритового (рис. 87).

**Тумусский вулканический комплекс андезит-дацитовый** в пределах листа представлен только стратифицированными вулканическими отложениями тумусской толщи, которая подробно описана в гл. «Стратиграфия».

**Эликчанский plutонический комплекс гранит-гранодиоритовый** ( $\gamma\delta, \gamma\delta\lambda, \gamma, \gamma\lambda, \lambda, \lambda\gamma, \alpha\gamma, \alpha\lambda, \epsilon$ ) распространен в пределах Полоусного кряжа, хр. Кюн-Тас и северо-западной части Селенняхского хребта. Комплекс выделен Ю. С. Орловым при составлении Легенды Яно-Индибирской серии, в качестве петротипа выбран Эликчанский массив [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000]. На территории листа комплекс объединяет Эликчанский (№ 49), восточную часть Куранахского (Нюльку) (№ 36), западную часть Бакынского (№ 33), Дэлбиргэлэхский (№ 28), Хангас-Тумусский (№ 51) и Явтахский (№ 11) массивы, а также сопровождающие их дайки и малые интрузии.

В магнитном поле породы комплекса дают положительные магнитные аномалии интенсивностью до 100 нТл. Эта особенность пород комплекса, обусловленная присутствием в их составе повышенных концентраций акцессорного магнетита, позволяет отличать массивы эликчанского комплекса от сходных по составу массивов гранитоидов омчикандинского и аргамнекенского комплексов.



**Рис. 87. Схема размещения раннемеловых баррем-аптских магматических образований.**

Комплекс представлен биотит-роговообманковыми гранодиоритами и биотитовыми гранитами, в приконтактных частях интрузий переходящими в монцититы, монцодиориты, реже кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты и в апофизы, сложенные гранодиорит-порфирами, диоритами и кварцевыми диоритами. В массивах встречаются пегматоидные жилы и лейкограниты в их апикальных частях, также массивы прорваны дайками гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, риолитов, аплитовидных гранитов и аплитов [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; ГК R-54-XXI, XXII, 1979]. Дайки имеют мощность до 2–5 м при протяженности от 50 до 200–400 м и нередко сгруппированы в серии протяженностью до 2–3 км. Их размещение контролируется контракционными трещинами отдельности северо-восточного и северо-западного направлений [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Легенда Яно-Индигирской ... , 2000].

Гранитоиды комплекса прорывают и метаморфизуют юрские и раннемеловые образования [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Эликчанский массив (рис. 32, № 49) площадью около 280 км<sup>2</sup> шириной около 5–10 км, вытянут в северо-западном направлении на 40 км. Контакты массива погружаются под вмещающие породы под углами от 10–30° до 40–60°. На отдельных участках наблюдается падение плоскости контакта под массив [Бояршинов, 1969ф]. Апикальная поверхность массива неровная, с многочисленными провесами. В восточной части интрузива, где фиксируется ее пологое погружение в восточном–северо-восточном направлении, наблюдаются многочисленные останцы кровли. Глубина эрозионного среза не превышает 200–300 м. Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород на северном и западном контактах составляет 700–900 м, на южном и юго-западном – до 2–2,5 км, в восточной части интрузива – до 5–6 км. В гравиметрическом поле массив не отражается, что позволяет предполагать его лакколитообразную форму [Легенда Яно-Индигорской ... , 2000]. Интрузив сложен преимущественно гранодиоритами, граниты распространены только в западной части и вблизи его южного и юго-западного контактов. В зоне эндоконтакта на небольших по площади участках нередко наблюдаются гибридные граносиениты, кварцевые монцодиориты и кварцевые диориты [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Бакынский массив (рис. 32, № 33) площадью 630 км<sup>2</sup> представляет собой сложной неправильно-вытянутой или округло-изометричной формы тело с пологими (15–30°) контактами, погружающимися в сторону вмещающих пород [ГК R-54-XXI, XXII, 1979]. Породы эликчанского комплекса распространены только в его западной части, где имеют площадь распространения около 360 км<sup>2</sup>. Породы комплекса хорошо дешифрируются по положительным аномалиям магнитного поля, представлены гранодиоритами и биотитовыми гранитами, в меньшей степени лейкогранитами.

Куранахский (Нюльку) (рис. 32, № 36) массив имеет площадь 360 км<sup>2</sup>, также представляет собой сложной неправильно-вытянутой или округло-изометричной формы тело. Породы эликчанского комплекса распространены только в его восточной части, где имеют площадь распространения около 270 км<sup>2</sup>. Они были выделены по положительным аномалиям магнитного поля и представлены гранодиоритами и биотитовыми гранитами, в меньшей степени лейкогранитами.

Дэлбиргэлэхский массив (рис. 32) имеет площадь 90 км<sup>2</sup> и представляет собой плитообразное тело. Сложен гранодиоритами [ГК R-54-XXI, XXII, 1979].

*Гранодиориты* (γδ) розовато-серые, серые, светло-серые средне- и крупнозернистые, равномерно-, реже гетерозернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой, участками пегматоидной и пойкилитовой структурой и шпировыми скоплениями темноцветных минералов. В приконтактных зонах породы невадитовые, мелкозернистые порфириовидные с аллотриоморфозернистой, микропойкилитовой и фельзитовой основной массой. Порфиоровые выделения представлены плагиоклазом и роговой обманкой, часто в гломеросростках с плагиоклазом. Средний состав пород (масс. %): плагиоклаз – 30–45; калишпат – 20–15; роговая обманка – 5–20; кварц – 15–25 биотит – 10–15 и магнетит до 5, иногда содержат моноклинный пироксен. Плагиоклаз зо-



нальный, с прямой или полициклической зональностью, по составу от андезина ( $An_{46-48}$ ) до олигоклаза ( $An_{26-29}$ ). Около 70 % общего количества амфибола образуется в интерстициях между зернами плагиоклаза. В редких реликтах в породах фиксируется клинопироксен, по составу отвечающий авгиту. Калишпат образует крупнотаблитчатые и мелкие ксеноморфные зерна микропертитового высокого и промежуточного ортоклаза, в крупных выделениях которого иногда отмечается зональность. Вторичные изменения проявлены в хлоритизации и карбонатизации. В зоне эндоконтакта породы нередко насыщены мелкими ксенолитами роговиков [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Граниты* – светло-серые, серые, розовато-серые породы, средне- и крупнозернистые, порфирировидные, с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из калиевого полевого шпата (45–35 %), кварца (30 %), зонального плагиоклаза от  $An_{35-40}$  до  $An_{20-25}$  (20–25 %) и биотита (5–10 %). В количестве до 1–4 % в породах присутствует роговая обманка, иногда наблюдаются единичные зерна моноклинного пироксена. Порфирировидные выделения представлены плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, редко кварцем [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]. Калиевый полевой шпат представлен микроклином размером 1–7 мм, имеет сутурные округлые границы с соседними минералами, чаще с кварцем. Плагиоклаз представлен олигоклаз-андезином, таблитчатые кристаллы размером 0,5–5,5 мм ( $An_{28-35}$ ), с прямой зональностью, частично серицитизирован, иногда видны места сосюритизации. Кварц представлен изометричными кристаллами размером 0,5–6 мм, границы сутурные, крупные зерна имеют мозаичное погасание. Биотит имеет листочки размером 0,5–3 мм, с рваными краями, имеет аллотриоморфные и, редко, ксеноморфные выделения. Акцессорные минералы в гранитоидах представлены магнетитом (до 1100 г/т), ильменитом, ортитом (до 500 г/т) и ксенотимом, хлор- и фторапатитом, цирконом, касситеритом, гранатом альмандинового и пироп-альмандинового рядов, рутилом, корундом, торитом, ксенотимом, турмалином, а также сульфидами – пирротинном, пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. Постмагматические изменения пород выражены пелитизацией и серицитизацией полевых шпатов и хлоритизацией биотита [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Кварцевые диориты и монцодиориты* – зеленовато-серые, темно-серые такситовые порфирировидные породы с гипидиоморфнозернистой и призматическизернистой структурой, состоящие из плагиоклаза ( $An_{40-50}$ ) (50–65 %), биотита (1–10 %) и роговой обманки (15–30 %). В количестве до 10 % содержат кварц и калиевый полевой шпат и до 1–2 % моноклинный (диопсид или авгит) или ромбический пироксен. Монциты и кварцевые монциты характеризуются примерно равными содержаниями калиевого полевого шпата и плагиоклаза при некотором преобладании последнего. Кварцевые монцодиориты характеризуются примерно равными содержаниями плагиоклаза и калиевого полевого шпата и преобладанием роговой обманки над биотитом. Комплекс акцессорных минералов включает магнетит (до 3–7 кг/т), апатит, сфен, циркон, ильменит, ортит (до 316 г/т), гранат, рутил, торит и ксенотим. Высокие содержания магнетита и ортита обуславливают повышенную магнитность и радиоактивность гранитоидов. При постмагматических изменениях амфибол и биотит замещаются хлоритом, пироксен-роговой обманкой, полевые шпаты – серицитом и пелитовым веществом [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Гранодиорит-порфиры* ( $\gamma\delta\pi$ ) слагают дайки-апофизы и отмечаются в эндоконтактной части массивов. Отличаются от гранодиоритов ясно выраженной порфировой структурой с таблитчатыми выделениями плагиоклаза (андезин, лабрадор), кварца, биотита и роговой обманки при сходном составе пород.

*Гранит-порфиры* ( $\gamma\pi$ ) светло-серые и желтовато-серые резкопорфировидные породы с мелко- или среднезернистой основной массой. Вкрапленники размером 0,5–1 см составляют до 20 % объема породы и представлены кварцем и полевыми шпатами. Основная масса имеет аплитовую, с элементами пойкилитовой и пегматитовой, структуру, сложена ортоклазом или микроклин-пертитом (53 %), кварцем (35 %), плагиоклазом  $An_{22-25}$  (9,8 %) и биотитом (до 2,2 %) [ГК R-54-XXI, XXII, 1979].

*Лейкограниты* ( $\gamma$ ) светло-серые, розовато-серые средне- и крупнозернистые породы с аллотриоморфнозернистой, участками гипидиоморфнозернистой, гранофировой и микропегматитовой структурой, сложенные калиевым полевым шпатом (30–45 %), плагиоклазом ( $An_{15-25}$ ) (25–20 %), кварцем (40–30 %) и биотитом (до 5 %) [Бояршинов, 1980; Трунилина, 2013; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Аплитовидные граниты* ( $\alpha\gamma$ ) – серовато-, желтовато- и розовато-белые мелкозернистые и средне-мелкозернистые породы, иногда порфировидные, с аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой, участками гранофировой структурой, сложенные калиевым полевым шпатом (35–60 %), кварцем (40–25 %), плагиоклазом (20–10 %) и биотитом (5 %). Редкие (5–10 %) вкрапленники представлены плагиоклазом, иногда биотитом [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

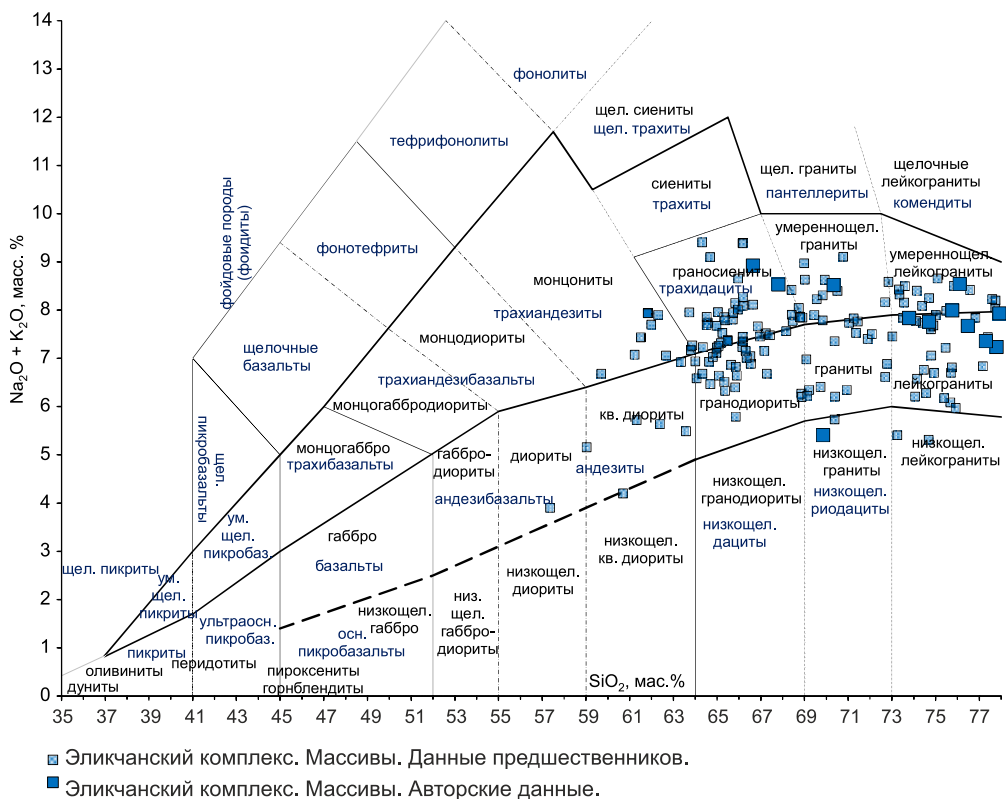
*Аплиты* желтовато-белые, розовато-белые и серовато-белые мелкозернистые кварц-полевошпатовые породы с аллотриоморфнозернистой, участками микропегматитовой и гранофировой структурой. Иногда в количестве до 5 % в породе присутствуют мелкие пластинки биотита [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Метасоматические преобразования в гранитоидах комплекса представлены березитизацией, окварцеванием, турмалинизацией, аргиллизацией и сульфидизацией с золото-полиметаллической минерализацией [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Встречаются зоны окварцевания, в которых также наблюдаются мало-мощные прожилки кварца с неравномерной вкрапленностью сульфидов, преимущественно пирита. По данным В. В. Бояршинова [Бояршинов, 1969ф], именно к этим зонам приурочена золото-полиметаллическая минерализация.

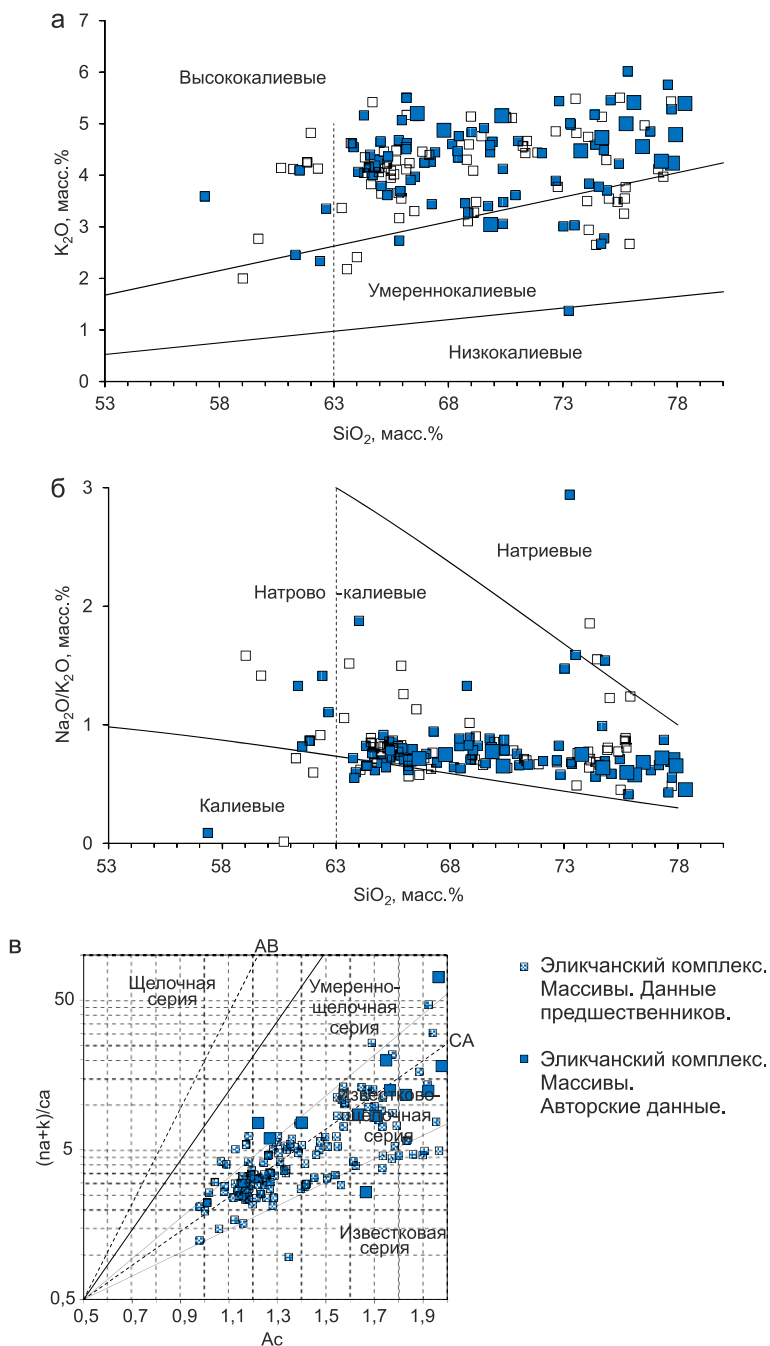
На контакте с интрузивами эликчанского комплекса вмещающие породы преобразованы в кварц-биотитовые и биотит-кордиеритовые, биотит-кордиерит-кварц-хлоритовые, амфибол-плагиоклаз-кварцевые и биотит-амфибол-плагиоклаз-кварцевые роговики. По мере удаления от контактов они сменяются кварц-хлорит-биотитовыми, серицит-хлоритовыми и карбонат-серицитовыми породами с реликтами первичных структур и тексту. Вулканы преобразованы в кварц-полевошпатово-биотитовые роговики [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности-кремнекислотности попадают в поля от лейкогранитов до кварцевых диоритов нормальной и умеренной щелочности (рис. 88), являются преимущественно высококалийевыми, по типу щелочности все породы комплекса относятся к натриево-калиевым (рис. 89, а, б). Породы весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $a'$  от 2,1 до 8,0, коэффициент фракционирования  $K_f = 58,9-92,3$ . Степень окисленности железа  $F = 0,2-0,7$ , содержания  $Na_2O = 2,1-4,5\%$ ,  $K_2O = 1,4-5,5\%$ , общей щелочностью  $5,2-8,5\%$  с различным соотношением  $Na_2O$  и  $K_2O$ ,  $CaO = 0,8-6,5\%$ . На диаграмме AFM породы комплекса принадлежат к известково-щелочной серии, на петрохимической диаграмме  $(Na+K)/Ca - A_c$  породы образуют известково-щелочную серию (рис. 90; 89, в). По насыщенности пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция гранитоиды комплекса относятся к метаглиноземистым (рис. 91). По нормативному составу породы комплекса преимущественно диопсид-нормативные (нормальноглиноземистые) с содержанием нормативного диопсида  $di = 1-6\%$ , редко встречаются корунд-нормативные разности (высокоглиноземистые) с содержанием нормативного корунда до  $3\%$  (табл. 13 в DB\DOPM\Магматизм.).



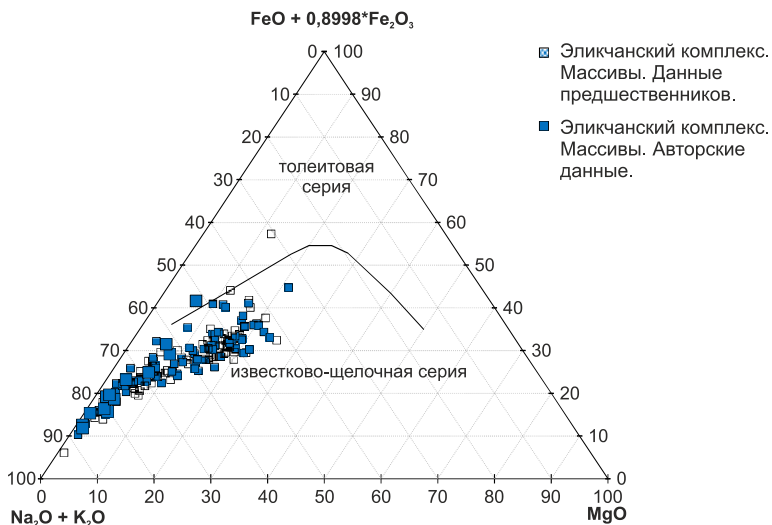
**Рис. 88. Диаграмма щелочности–кремнекислотности для магматических образований эликчанского комплекса [Петрографический кодекс, 2008].**

Данные взяты из табл. 13 в DB\DOPM\Магматизм.

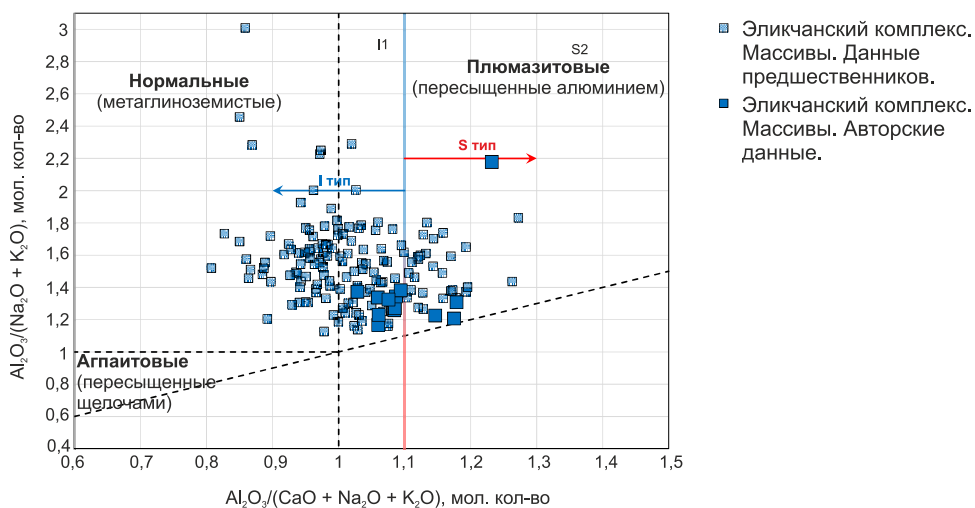


**Рис. 89.** Диаграммы для магматических образований эликчанского комплекса:

*a* – диаграмма разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства; *b* – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008]; *v* – петрохимическая диаграмма  $(Na + K)/Ca - Ac$  [Практическая ..., 2017]. Данные взяты из табл. 13 в ДВ\ДОПМ\Магматизм.



**Рис. 90.** Тройная диаграмма AFM в весовых процентах с нанесенной линией Ирвинга [Irvine and Baragar, 1971] для магматических образований эликчанского комплекса. Данные взяты из табл. 13 в DB\DOPM\Магматизм.

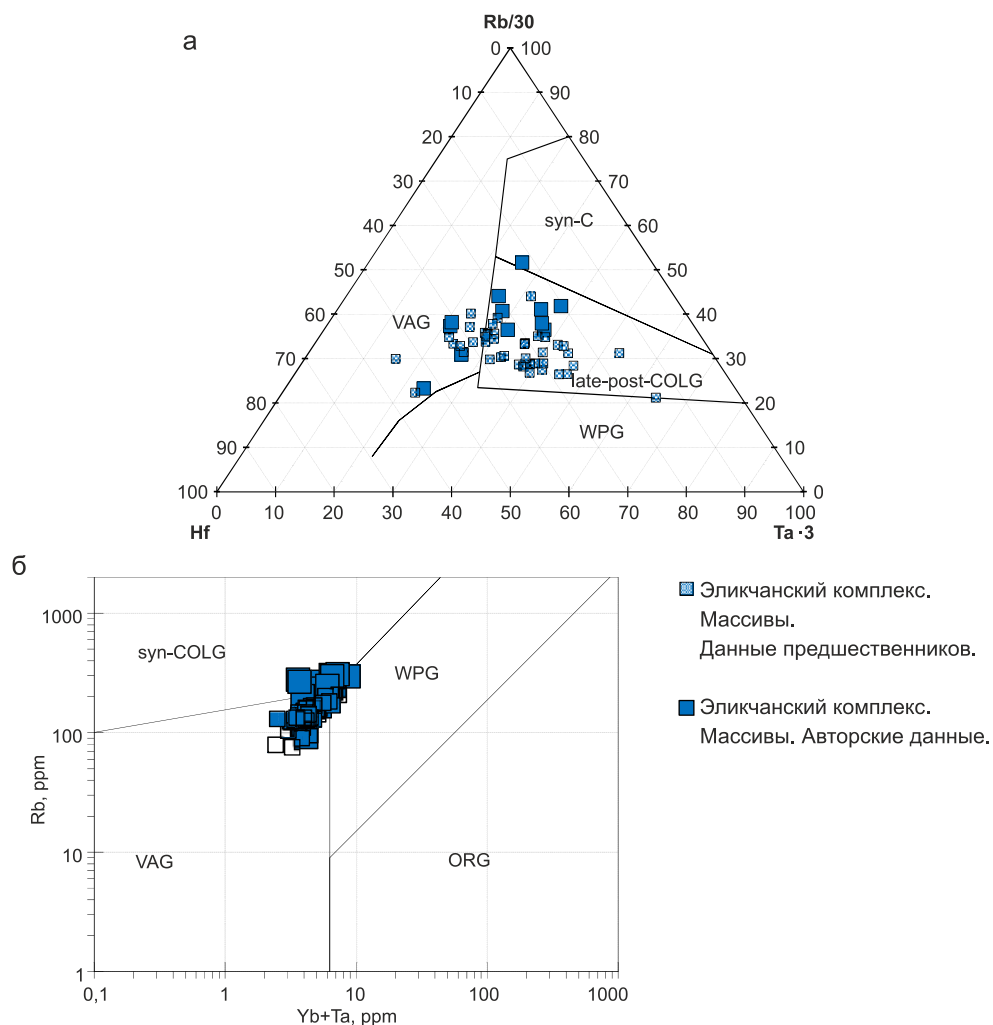


**Рис. 91.** Диаграмма в координатах A/NK ( $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ ) и A/CNK ( $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ ) в молекулярных количествах для разделения гранитоидов по типам пород [Maniar and Piccoli, 1989] для магматических образований эликчанского комплекса.

Данные взяты из табл. 13 в DB\DOPM\Магматизм.

Данные микроэлементного анализа пород комплекса и анализ распределения Rb, Y (Yb), Nb (Ta) между главными типами гранитоидов показывают на дискриминационных диаграммах [Pearce, Harris, Tindle, 1984] принадлежность пород к образованиям вулканических дуг. По распределению Rb, Hf и

Та на треугольной дискриминационной диаграмме для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986] породы комплекса также являются вулканодужными и поздне-, постколлизийными образованиями (рис. 92). На многокомпонентной дискриминационной диаграмме по содержанию главных элементов и элементов примесей гранитоиды комплекса являются надсубдукционными и коллизийными образованиями (рис. 83).



**Рис. 92. Дискриминационные диаграммы для магматических образований эликчанского комплекса:**

*а* – дискриминационная диаграмма Rb/30 – Hf – 3·Ta для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных; VAG – вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийных; late-post-COLG – поздне- и постколлизийных; *б* – дискриминационная диаграмма Rb, Yb, Ta [Pearce, Harris, Tindle, 1984]; поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийные граниты. Данные взяты из табл. 13 в DB\ДОПМ\Магматизм.

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения пород комплекса имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 5,99-27,89$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 6,20-10,78$ ;  $Gd/Yb = 1,1-2,94$ ). Породы сильно обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 155,43-463,47$  ppm при  $Rb = 75,4-309$  ppm и сопоставима с сильно фракционированными надсубдукционными гранитоидами ( $Rb = 104$  ppm;  $\Sigma REE = 162,34$  ppm [Velikoslavinskii, 2003]). Распределение наименее фракционированных пород имеет небольшую отрицательную европиевую аномалию ( $Eu/Eu^* = 0,52-0,91$ ), для пород наибольшей степени фракционирования характерна высокая отрицательная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* = 0,56-0,07$ ) (рис. 93, а).

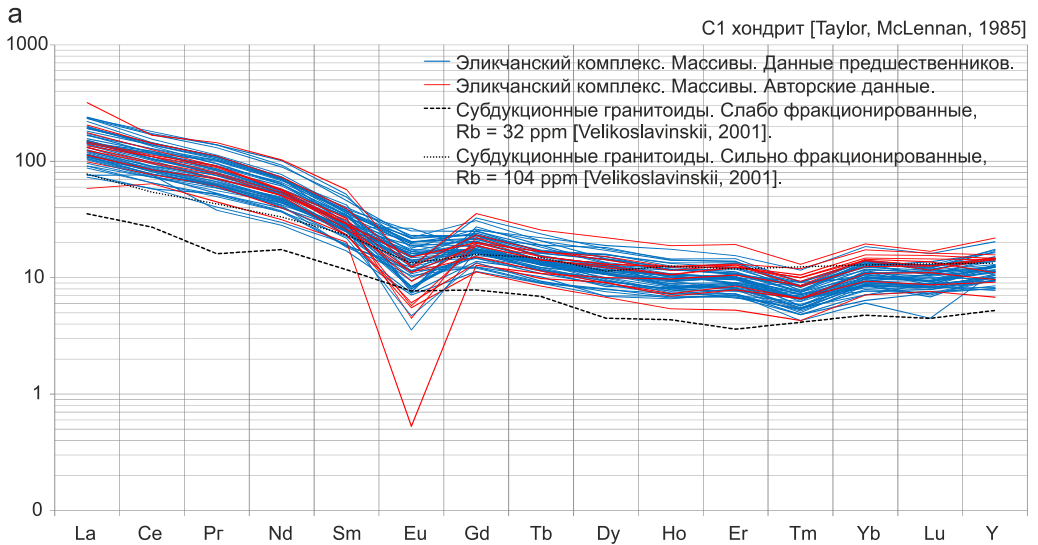
На мультиэлементной диаграмме (рис. 93, б) пород комплекса наблюдается сильное обогащение крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. Распределения сильно фракционированных пород ( $Rb > 200$  ppm) с явными отрицательными аномалиями по Ba, Sr, Eu, Ti. Для гранитоидов наименьших степеней фракционирования ( $Rb < 200$  ppm) характерны менее выраженные отрицательные аномалии по Ba, Sr, Eu, Ti, наиболее выраженная отрицательная Ta-Nb аномалия. Отрицательные аномалии по Sr и Ba связаны с эффектами фракционирования полевых шпатов при кристаллизации расплава. Отрицательные аномалии Ti связаны с фракционированием титанистых минералов. В целом тренды распределения наименьших степеней фракционирования пород комплекса сопоставимы со спектрами надсубдукционных гранитов, по данным С. Д. Великославинского [Velikoslavinskii, 2003], и имеют те же характерные черты, отличаясь наибольшим обогащением высокозарядными элементами. Породы высоких степеней фракционирования по особенностям распределения микроэлементов близки к коллизионным гранитоидам.

По своим петрогеохимическим параметрам, типоморфным особенностям порообразующих и аксессуарных минералов, характеру трендов редкоземельных элементов, образования комплекса близки к гранитоидам I-типа и гранитоидам латитового ряда, имеющим смешанные мантийно-коровые источники магмогенерации.

Породы комплекса принадлежат к гранодиоритовому, гранитовому формационному типу магматических пород, характерному для активных континентальных окраин андского типа. Большие объемы плутонических пород и крупные размеры батолитов относительно малых объемов вулканических пород (тумусской толщи) также свидетельствуют об условиях активной окраины [Короновский и др., 2011; Фролова, 1997].

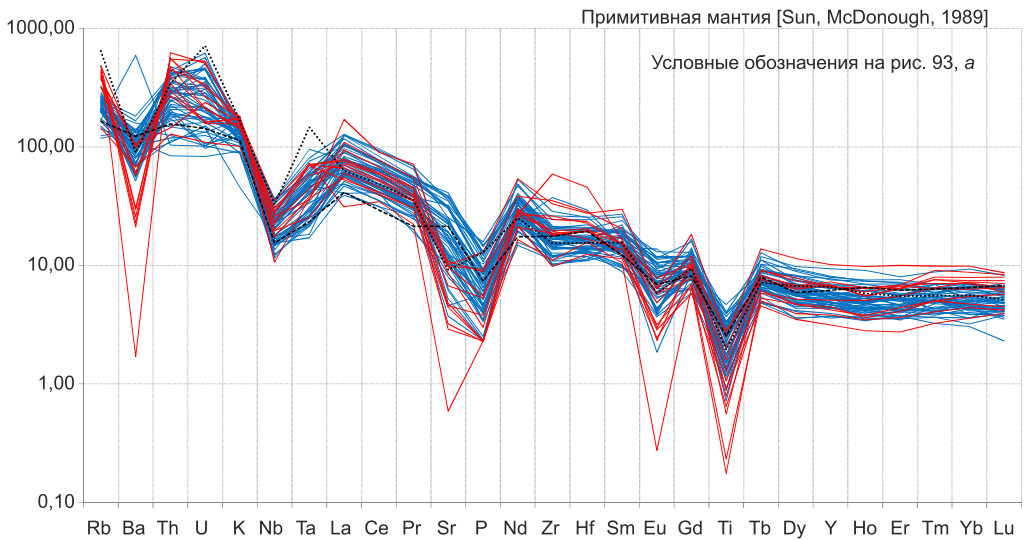
В целом для комплекса по величине кларков концентраций устанавливается металлогеническая специализация Ag, W, Mo, Au, Pb, As и Bi. С образованиями комплекса ассоциируют кварц-турмалиновые, кварцевые кварц-турмалин-сульфидные и кварц-сульфидные жилы мощностью до первых десятков сантиметров, локализованные как в гранитоидах, так и в контактово-метаморфизованных породах [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]. С ними связана золото-серебряная, золото-висмут-кобальтовая и золото-полиметаллическая минерализация [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Легенда Яно-Инди-гирской ... , 2000].

### Диаграмма редкоземельных элементов



б

### Мультиэлементная диаграмма



**Рис. 93. Диаграммы для магматических образований эликчанского комплекса:**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на С1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 13 в ДВ\ДОПМ\Магматизм.



**Абсолютный возраст пород эликчанского комплекса, определенный по цирконам U-Pb методом**

Массив	Возраст, млн лет	Источник
Бакынский	121,1 ± 0,9 120,5 ± 0,5	Данные авторов (БД)
Эликчанский	124,5 ± 1,0 124 ± 5,0	ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Нонгонджинский	126,7 ± 1,6 126,0 ± 1,3	ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Куранахский (Нюлькү)	125,0 ± 0,8 123,8 ± 1,5	ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
Явтахский	124,0 ± 1,3	Данные авторов (БД)

Относительный возраст интрузивов комплекса определяется тем, что они прорывают и метаморфизуют вулканиты раннемеловой тумусской толщи, в гранитах эликчанского комплекса встречены переработанные ими ксенолиты омчикандинского комплекса. Гранитоиды эликчанского комплекса прорваны субвулканическими телами и дайками джахтардахского комплекса.

Возраст гранитоидов Бакынского, Эликчанского, Нонгонджинского, Явтахского и Куранахского (Нюлькү) массивов, определенный U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», составляет от  $126,7 \pm 1,6$  до  $120,5 \pm 0,5$  млн лет, что соответствует аптскому веку раннемеловой эпохи (табл. 6).

### РАННЕМЕЛОВЫЕ АЛЬБСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования этого возраста распространены по всей территории листа в пределах Джахтардах-Олойской СФО, которая представлена Святоносской и Джахтардахской СФЗ. В Джахтардахской СФЗ распространены образования киргиллехского комплекса гранит-риолитового, такалканского плутонического комплекса гранит-лейкогранитового, хачимчерского вулканического комплекса трахидацит-трахириолитового и сасыл-тиннахская вулcano-плутоническая ассоциация.

Джахтардарская вулcano-плутоническая ассоциация распространена как в Джахтардахской СФЗ, так и в Святоносской СФЗ. Магматические образования святоносского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового развиты только в Святоносской СФЗ (рис. 94).

**Святоносский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый** ( $\gamma, \lambda K, sp$ ) распространен в пределах Яно-Индибирской низменности. Комплекс выделен Ю. С. Орловым при составлении Легенды Яно-Индибирской серии листов. В качестве петротипа комплекса выбран Хаар-Станский массив, расположенный на юге листа S-54 [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000]. К святоносскому комплексу в пределах листа относятся массивы Муксунуоха-Таас (№ 1), Зимовье-Хайнский (№ 2), Хамнаньинский (№ 3), Нюлькучан-

ский (№ 4), Джарамай-Сисе (№ 5) и Чохчурский (№ 6), а также малые интрузии, не имеющие названия. Интрузии образуют магматические ряды субмеридионального направления. С ними пространственно и генетически связаны многочисленные дайки риолитов и риолит-порфиров.

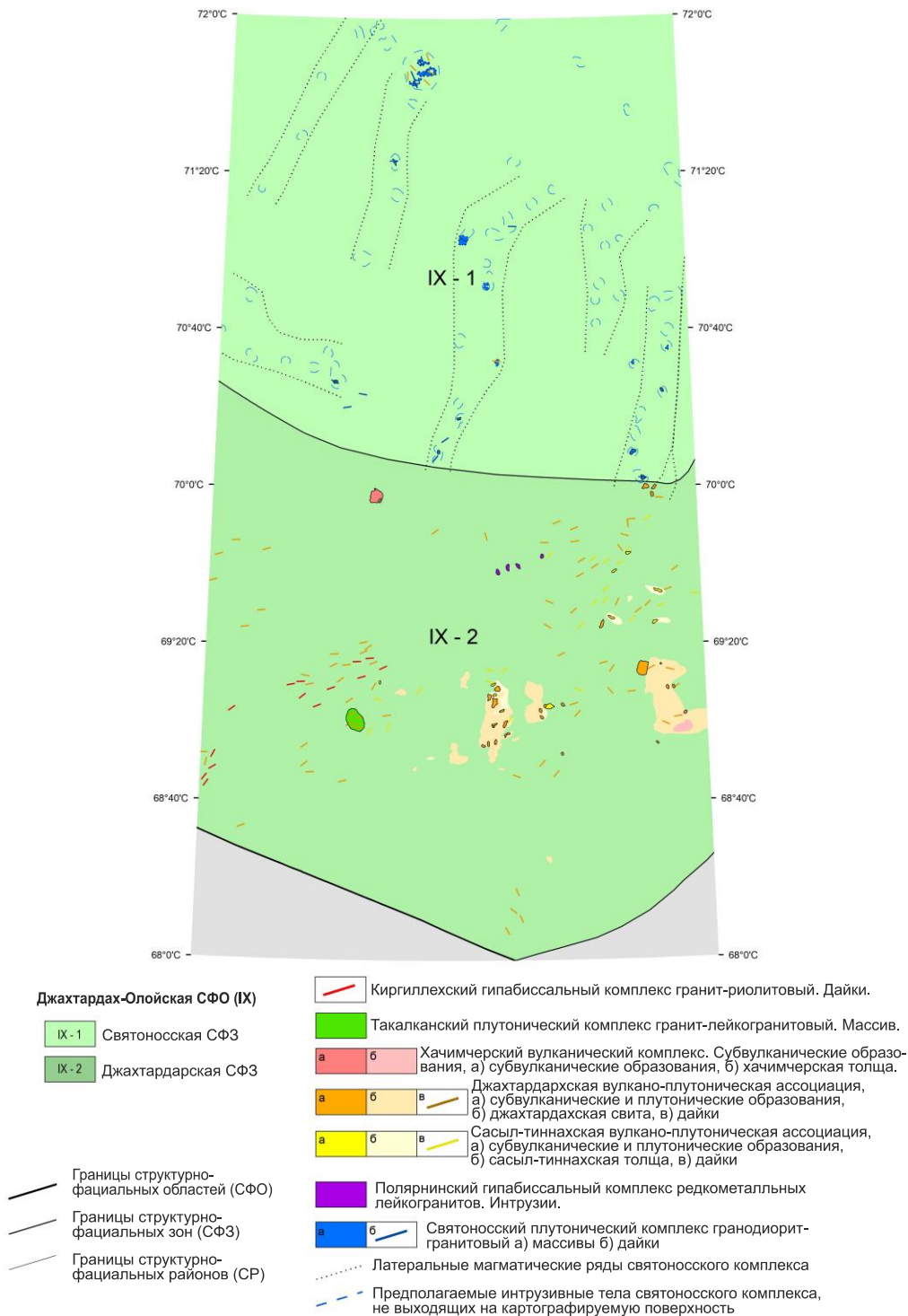
В геофизическом магнитном поле массивы комплекса выражены положительной магнитной аномалией – до 50 нТл.

Массив Муксунуоха-Таас (рис. 32, № 1) представлен мелкими выходами интрузивных тел. Площадь наиболее крупных из них не превышает 3 км<sup>2</sup>. Повидимому, все они являются апофизами одного крупного интрузивного тела. Множественные выходы гранитных интрузивных тел тяготеют преимущественно к центральной части общей зоны выходов. Выходы в центральных своих частях сложены лейкократовыми среднезернистыми порфировидными гранитами, реже аляскитовыми гранитами, а в краевых частях – мелкозернистыми разностями. Граниты в большинстве случаев грейзенизированы, особенно в местах пересечения их дайками риолит-порфиров. Диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры слагают мелкие штоки, локализованные преимущественно по периферии множественных выходов гранитов [Узюнкоян, 1979ф].

По данным аэромагнитной съемки, интрузивные тела представляют собой апикальные выступы единого интрузивного тела площадью 120 км<sup>2</sup>, характеризующегося пониженным магнитным полем интенсивностью до –15 нТл, окаймленного по периферии положительными магнитными аномалиями орговикованных вмещающих пород до 150 нТл. В гравитационном поле отрицательное магнитное поле совпадает с гравитационным минимумом, а магнитным положительным аномалиям в северо-западной и юго-восточной частях соответствуют зоны гравитационных максимумов.

Зимовье-Хаинский массив (рис. 32, № 2), имеет овальную форму, вытянутую в субмеридиональном направлении, площадь выхода – 17 км<sup>2</sup>, сложен биотитовыми среднезернистыми слабопорфировидными гранитами. В зоне экзоконтакта отмечаются гранит-порфиры. В центральной части граниты интенсивно грейзенизированы, вплоть до образования мусковито-кварцевых грейзенов. На юге граниты переходят в гранодиориты и диориты, на контакте которых с вмещающими породами отмечаются переходы гранодиоритов через дациты в андезидациты. По периферии на контакте с массивом видна четкая выраженная положительная магнитная аномалия, характерная для роговиков [Узюнкоян, 1979ф].

Хамнаньинский массив (рис. 32, № 3) представлен двумя выходами, более крупный из них имеет овальную форму, вытянутую в субмеридиональном направлении, площадью 17 км<sup>2</sup>, к северо-востоку от него располагается второй выход площадью 3 км<sup>2</sup>, сложены они биотитовыми, пироксеновыми, биотит-амфиболовыми гранодиорит-порфирами, насыщенными ксенолитами осадочных пород. Апикальные части массива насыщены мелкими остроугольными ксенолитами роговиков. С увеличением глубины эрозийного среза размер ксенолитов увеличивается до глыб, углы сглаживаются, состав их меняется, увеличивается количество биотита, появляются редкие порфиробласты полевых шпатов. Оба интрузивных тела рассечены дайками риолитов [Узюнкоян, 1979ф].



**Рис. 94. Схема размещения раннемеловых альбайских магматических образований.**

Нюлкучанский массив (рис. 32, № 4) площадью 9 км<sup>2</sup> сложен биотитовыми гранитами. Контакты массива скрыты под неогеновыми отложениями. Вокруг массива также прослеживается положительная магнитная аномалия, характерная для роговиков.

Чохчурский массив (рис. 32) представляет собой серию выходов гранитов общей площадью около 2 км<sup>2</sup>, представленных гранитами и гранодиоритами.

С малыми массивами пространственно и генетически связаны дайки риолитов и риолит-порфиров. Дайки, как правило, группируются в серии сближенных субпараллельных тел, приуроченных к выходам интрузивов. Протяженность даек – от 1 до 3 км, мощность варьирует от 0,5 до 2–3 м, реже до 10–15 м. Наиболее мощные дайки имеют сложное строение: в центральной части состав их гранит-порфировый, а к краевым частям гранит-порфиры постепенно переходят в риолиты [Узюнкоян, 1979ф].

*Гранодиориты и гранодиорит-порфиры* – светло- и темно-серого цвета породы, преимущественно среднезернистые, в эндоконтактной зоне характерны порфировидные разности. Породы гипидиоморфнозернистой порфировой, реже, микрогипидиоморфнозернистой, микропойкилитовой и сферолитовой структур. Порода состоит (%) из плагиоклаза (40–45), калиевого полевого шпата (20–25), кварца (15–20), амфибола и биотита (10–15). В зависимости от состава темноцветных минералов отмечаются дупироксеновые, пироксен-биотитовые и роговообманково-биотитовые разности. В порфировидных разностях вкрапленники составляют 10–20% площади шлифа и представлены плагиоклазом, биотитом, пироксеном, роговой обманкой, редко кварцем. Нередко темноцветные минералы образуют кучные скопления размером от 1 до 4 мм, что говорит о контаминированности гранодиоритов. Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Плагиоклаз первой генерации образует таблитчатые и короткопризматические зерна размером от 1 до 8 мм; в гранодиорит-порфирах и диоритах он присутствует в виде вкрапленников, с прямой зональностью (An<sub>57–58</sub>–An<sub>25–28</sub>). Плагиоклазы второй генерации более мелкие, встречаются в основной массе (An<sub>38–40</sub>–An<sub>22–25</sub>). Калиевый полевой шпат присутствует в виде ксеноморфных зерен небольших размеров (1–5 мм), реже в виде крупных таблиц с хорошо выраженным идиоморфизмом в гранодиоритах; в диоритах он образует мелкие выделения, располагающиеся в интерстициях, а в гранодиорит-порфирах и диоритах отмечается в виде вкрапленников. Роговая обманка развита в виде призматических или тонколистоватых форм. Пироксен является также распространенным цветным минералом. Он представлен двумя разновидностями – моноклинным и ромбическим и встречается совместно или порознь в сочетании с роговой обманкой и биотитом. Ромбический пироксен представлен гиперстеном, имеет бледно-розовую окраску или бесцветен. Биотит присутствует в гранодиоритах наряду с роговой обманкой или пироксеном. Развита в виде хорошо огранных листочков с неровными краями, содержит включения циркона, ортита, сфена, апатита. Кварц развит в виде мелких неправильных ксеноморфных зерен, располагаясь между плагиоклазом, пироксеном и калиевым полевым шпатом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом, магнетитом, апатитом, сфеном, рутилом, гранатом, ортитом; вторичные – альбитом, мусковитом, карбонатом, серицитом [Узюнкоян, 1979ф].

*Граниты* ( $\gamma$ ) – среднезернистые светло-серые, реже темно-серые породы гипидиоморфнозернистой структуры с участками микропойкилитовой. Составляет порода из калиевого полевого шпата (40–55%), кварца (30–45%), плагиоклаза (15–25%), биотита (5–7%). В зональных кристаллах плагиоклаза внутренняя зона имеет состав андезиновый ( $An_{30-36}$ ), а внешняя – олигоклазовый ( $An_{20-24}$ ). Вкрапленники представлены нерешетчатым микроклинпертитом, на периферии их отмечается альбитовая кайма, находящаяся в микрографическом срастании с кварцем. Кварц во вкрапленниках округлой формы, раздробленный, прозрачный. Основная масса состоит из кварца, микроклина и плагиоклаза, биотита, образующих гипидиоморфнозернистую, аплитовую, реже сферолитовую структуру. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом; вторичные – хлоритом, мусковитом. Мелкозернистые монцолейкограниты слагают экзоконтактные зоны интрузивных тел. Макроскопически представляют собой белые, кремовые и бледно-розовые мелкозернистые породы с порфиroidными выделениями округлых зерен кварца размером до 1–1,5 см и полевого шпата до 2 см. Структура микрогипидиоморфнозернистая, реже порфиroidная. Вкрапленники представлены кварцем и микроклинпертитом. Главные минералы: калиевый полевой шпат – 50%, плагиоклаз – 20%, кварц – 25–30%, биотит – 2–3%; акцессорные: циркон, гранат, сфен, ортит [Узюнкоян, 1979ф].

*Диориты* – серые, иногда с зеленоватым оттенком мелкозернистые, нередко порфиroidные породы массивного сложения. В зоне контакта с вмещающими породами переходят в диоритовые порфириды. В апикальных частях массивов характерны гибридные разновидности, по составу приближающиеся к монцонитам. Породы гипидиоморфнозернистой, призматическизернистой, микропойкилитовой, иногда пойкилитовой с элементами офитовой структуры. Порода состоит (%) из плагиоклаза (50–75), кварца (2–10), калишпата (2–7), биотита (5–15), амфибола (15–25), пироксена (до 15). Из акцессорных минералов встречаются циркон, апатит, сфен; из постмагматических – серицит, хлорит, карбонат.

*Риолит-порфиры* ( $\lambda$ ) желтовато-серые, темно-серые, сиреневато-серые плотные породы с афанитовой основной массой, с вкрапленниками кварца и полевого шпата размером 2–3 мм. Вкрапленники составляют около 5% от основной массы. Структура порфиroidная, основной массы – аплитовая, микропойкилитовая фельзитовая, микропегматитовая. Кварц представлен единичными гломеропорфиroidными скоплениями, вокруг зерен кварца образуется микропегматитовая кайма. Калиевый полевой шпат во вкрапленниках представлен таблитчатыми зернами с неровными краями, пелитизирован, отмечаются пертиты, включения рудного минерала и кварца. Плагиоклаз представлен таблитчатыми, удлиненно-таблитчатыми зернами, иногда в гломеропорфиroidных сростках с калишпатом. Редкий биотит отмечается в таблицах удлиненной и шестигранной формы. Основная масса кварц-полевошпатового состава, состоит из неправильных форм зерен кварца. По основной массе развиваются мусковит, вторичный кварц, турмалин. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом.

С гранитоидами комплексно пространственно связаны грейзены и жилы различного состава. Грейзены и грейзенизированные породы широко прояв-

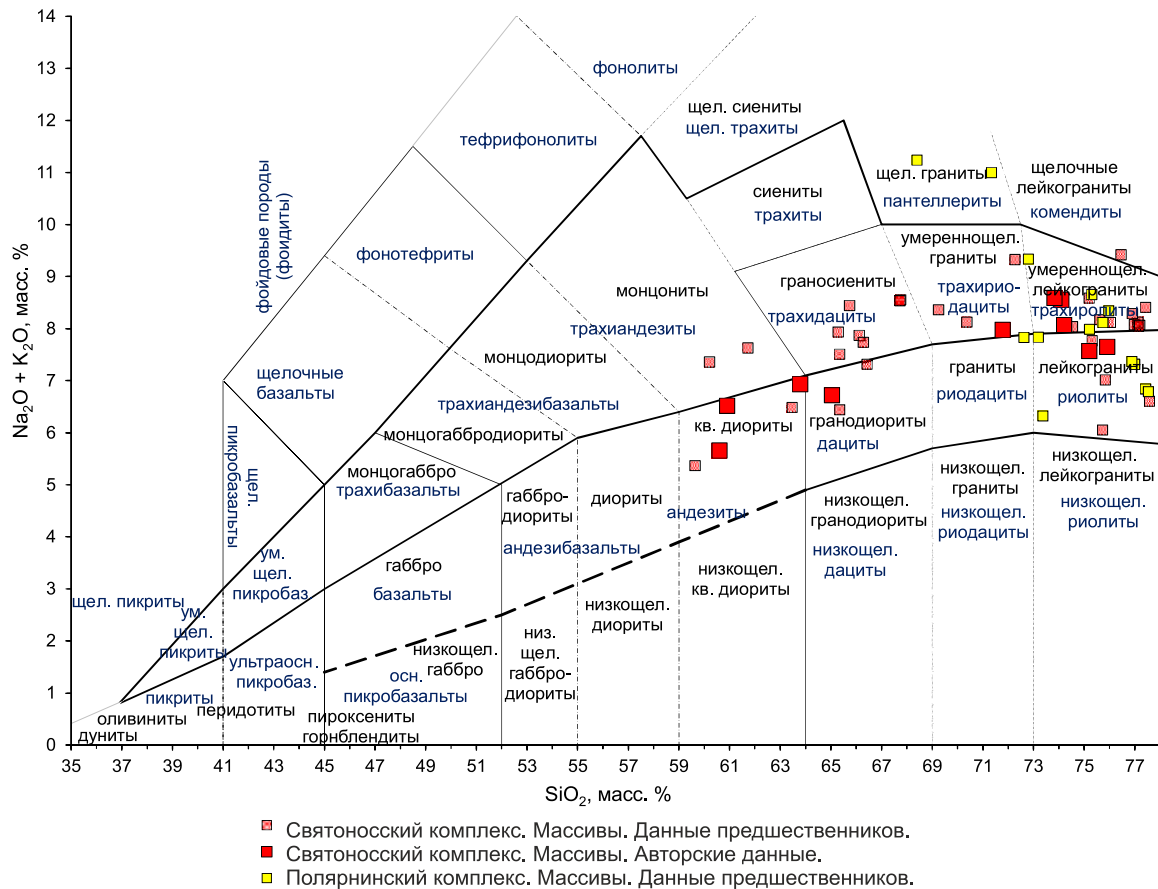
лены во всех интрузивных массивах и телах и генетически связаны с гранитоидами комплекса. Наиболее интенсивно процесс грейзенизации проявлен на горах Чурпунья и Зимовье. В других местах он проявлен более слабо и отмечен в биотитовых гранитах, в дайках риолитов. Ширина зон грейзенизации колеблется от 5–8 до 10–15 м и прослеживаются на 0,5–1 км. Грейзены и грейзенизированные породы состоят из кварца и чешуек серебристо-белого мусковита с многочисленными пустотами неправильной формы, выполненные пелитовым порошком белого, оранжево-желтого цвета с порфиристыми выделениями кварца. Под микроскопом структура лепидогранобластовая, реликтовая, порфиристая. Основная масса сложена кварцем с мусковитом, среди которых отмечаются зерна сфена, редко встречаются топаз, касситерит.

С гранитоидами комплекса пространственно и генетически тесно связаны жилы кварц-карбонатного, кварц-аксинитового, полевошпат-кварцево-турмалинового и кварцево-турмалинового состава. Наиболее характерной является аксинитовая минерализация. Кварц-турмалиновые жилы локализируются в пределах гранитоидных выходов, реже отмечаются во вмещающих породах. Жилы имеют самую разнообразную ориентировку – от субширотных до субмеридиональных. Располагаются они в пределах протяженных зон дробления, в которых турмалиновая минерализация отмечается на протяжении 1 км и более. Интервалы, представленные жилами выполнения, сложены в основном турмалином (до 80%) и кварцем [Узюнкоян, 1979ф].

К дайкам комплекса приурочены жилы кварцевого, кварц-турмалинового состава, часто содержащие касситерит. Они встречаются по всей площади как в самих дайках, так и в породах, вмещающих дайковые образования. Жилы от первых десятков метров, редко больше 100 м, с частыми раздувами (до 1–2 м) и пережимами. Часто маломощные (от 1 до 10 мм) жилы образуют штокверкоподобные зоны. Кварц-турмалиновые жилы и брекчии того же состава, генетически связанные с дайками комплекса [Узюнкоян, 1979ф].

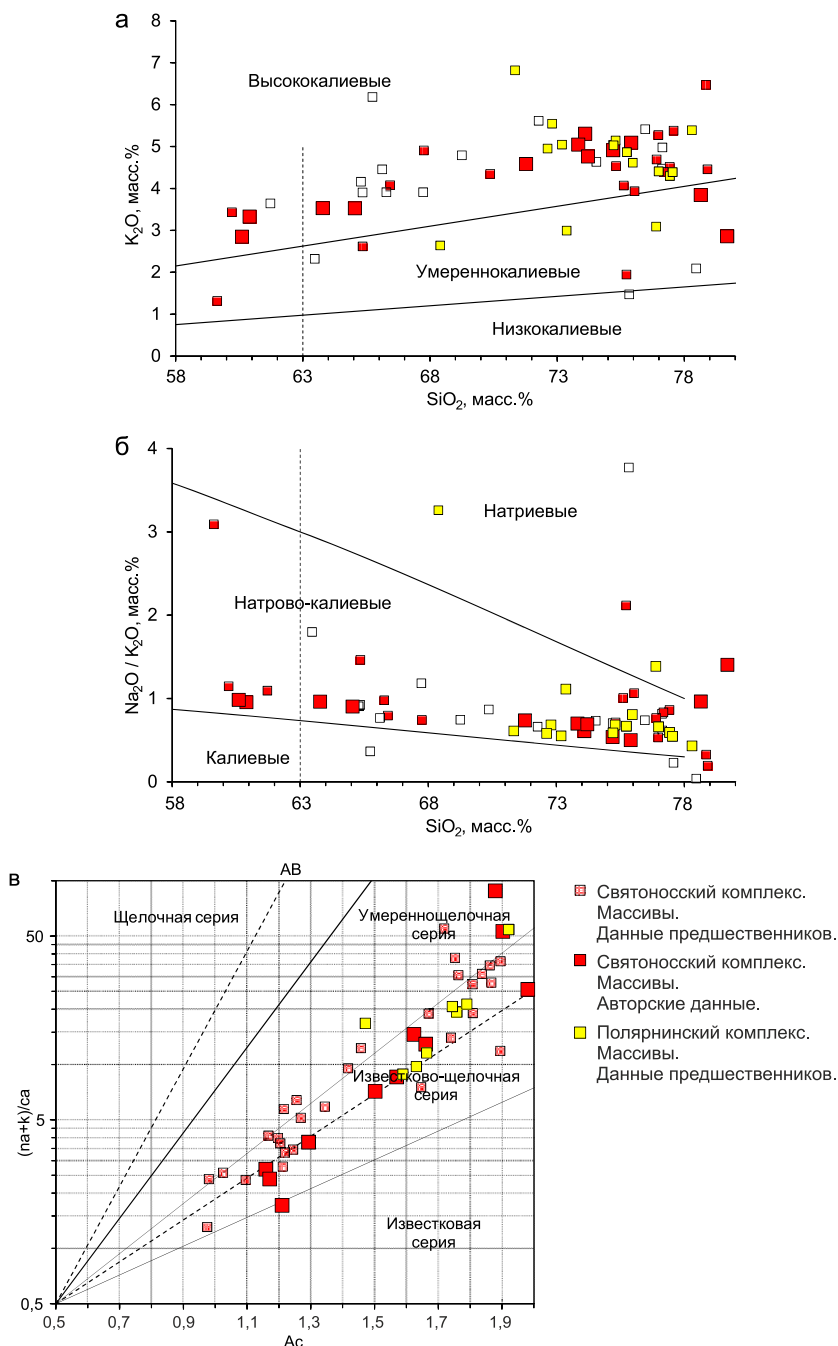
По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля от кварцевых диоритов до лейкогранитов нормальной и умеренной щелочности (рис. 95), являются преимущественно высококалиевыми, по типу щелочности породы комплекса относятся к натриево-калиевым (рис. 96, а, б). Породы весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 1,7 до 7,7,  $Kf = 48,9–95,4$ .

Степень окисленности железа  $F = 0,1–0,3$ , содержания  $Na_2O = 2,1–5,5\%$ ,  $K_2O = 1,3–6,5\%$ , общая щелочность –  $4,0–8,5\%$  с преобладанием  $K_2O$ ,  $CaO = 0,3–3,1\%$ . На петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca - As$  породы образуют известково-щелочную и умереннощелочную серию (рис. 96, в). По насыщенности пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция гранитоиды комплекса преимущественно относятся к плюмазитовым гранитам (рис. 97). По нормативному составу породы комплекса преимущественно корунд-нормативные (высокоглиноземистые) с содержанием нормативного корунда  $s = 1–4\%$ , редко встречаются породы диопсид-нормативные (умеренноглиноземистые) с содержанием нормативного диопсида  $di < 3\%$  (табл. 14 в DB(DOPM)\Магматизм).



**Рис. 95. Диаграмма щелочности–кремнекислотности для магматических образований святоносского и полярнинского комплексов [Петрографический кодекс, 2008].**

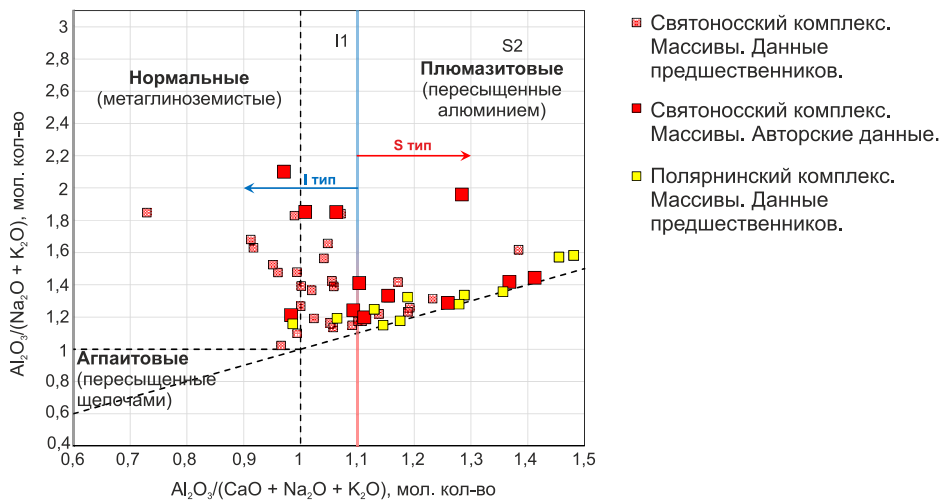
Данные взяты из табл. 14, 15 в DB\DOPM\Магматизм.



**Рис. 96. Диаграммы для магматических образований святоносского и полярнинского комплексов:**

*a* – диаграмма разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства; *b* – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008]; *в* – петрохимическая диаграмма  $(Na + K) / Ca - Ac$  [Практическая ..., 2017]. Данные взяты из табл. 14, 15 в DB\DOPM\Магматизм.



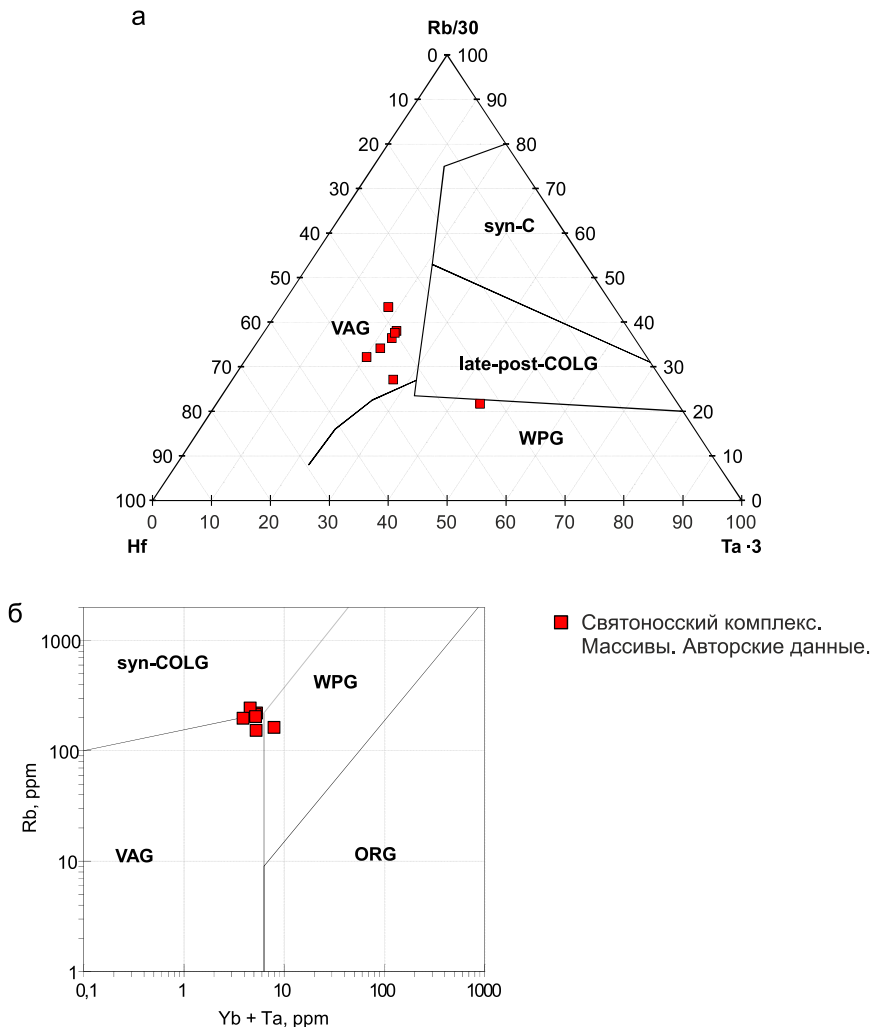


**Рис. 97. Диаграмма в координатах A/NK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) и A/CNK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) в молекулярных количествах для разделения гранитоидов по типам пород [Maniag and Piccoli, 1989] для магматических образований святоносского и полярнинского комплексов.**

Данные взяты из табл. 14, 15 в DB\DOPM\Магматизм.

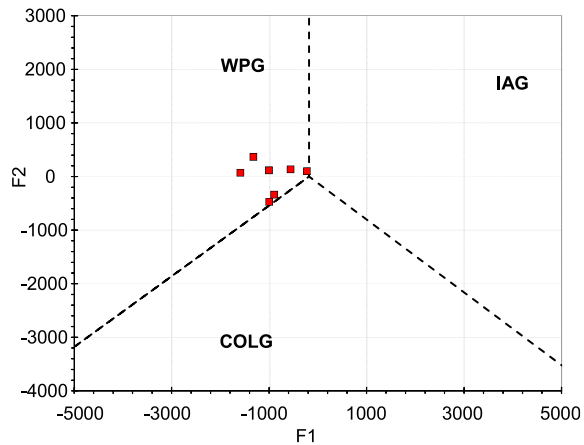
Данные микроэлементного анализа пород комплекса и анализ распределения Rb, Yb, Ta между главными типами гранитоидов показывают на дискриминационных диаграммах [Pearce, Harris, Tindle, 1984] конвергенцию признаков внутриплитного и надсубдукционного магматизма. Наиболее эффективно разделение гранитов, по мнению Дж. Пирса [Pearce, 1996], необходимо проводить с помощью диаграммы Rb–(Y + Nb), так как здесь использованы соотношения крупноионного литофильного элемента Rb с двумя высокозарядными элементами Y и Nb, каждый из которых по-разному ведет себя в процессах плавления и кристаллизации: Nb почти всегда является несовместимым элементом, тогда как Y может быть совместимым, если имеется релит или кумуляты, включающие гранат или амфибол. На данной диаграмме Дж. Пирс выделяет особое поле постколлизионных гранитов в центре диаграммы. Особенности состава постколлизионных гранитов Дж. Пирс связывает с характером мантии, оказывающей влияние на кору: если это мантия, которая находилась над более древней зоной субдукции, то граниты будут иметь характеристики I-типа, если это литосферная мантия под пассивными окраинами, то – A-типа [Pearce, 1996]. Составы пород комплекса показаны в центральной части диаграммы Rb – (Y + Nb), которое перекрывает поля гранитов вулканических дуг, внутриплитных и синколлизионных гранитов (рис. 98, з), что свидетельствует о постколлизионных обстановках (так как для этой обстановки характерно влияние мантийных магм на постколлизионном этапе), смещая составы пород в поле внутриплитных гранитов, также характерно и влияние плавящегося корового субстрата, что смещает составы пород к синколлизионным образованиям [Луцицкая, 2014]. По распределению Rb, Hf и Ta на треугольной дискриминационной диаграмме для

гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986] породы комплекса также являются вулканодужными образованиями (рис. 98). На многокомпонентной дискриминационной диаграмме по содержанию главных элементов и элементов примесей гранитоиды комплекса являются внутриплитными образованиями (рис. 99).



**Рис. 98. Дискриминационные диаграммы для магматических образований святоносского комплекса.**

*а* – дискриминационная диаграмма Rb/30 – Hf – 3·Ta для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизийных, late-post-COLG – поздне- и постколлизийных; *б* – дискриминационная диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996]: поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов, WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – поздне- и постколлизийные граниты. Данные взяты из табл. 14 в ДВ\ДОПМ\Магматизм.



**Рис. 99. Диаграмма для разделения внутриплитных, коллизионных и субдукционных гранитоидов святоносского комплекса [Velikoslavinskii, 2003].**

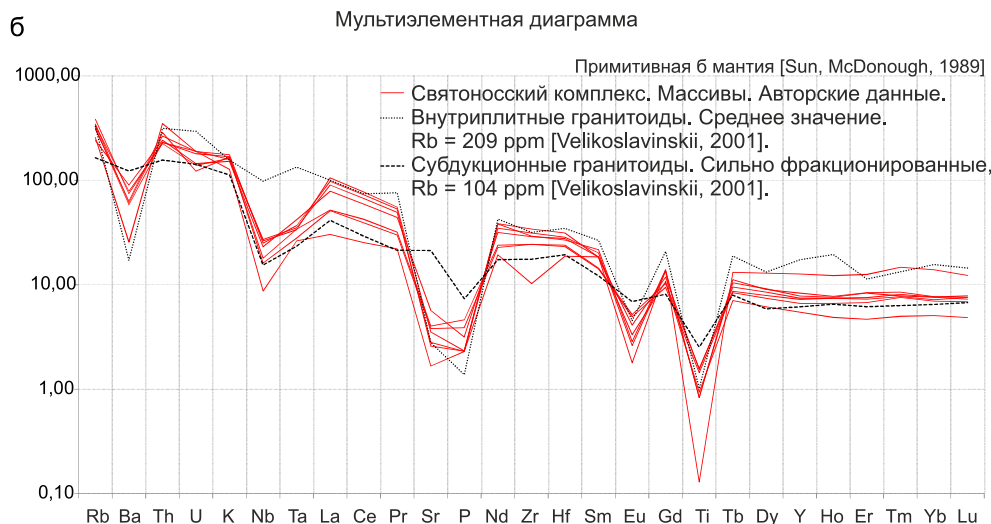
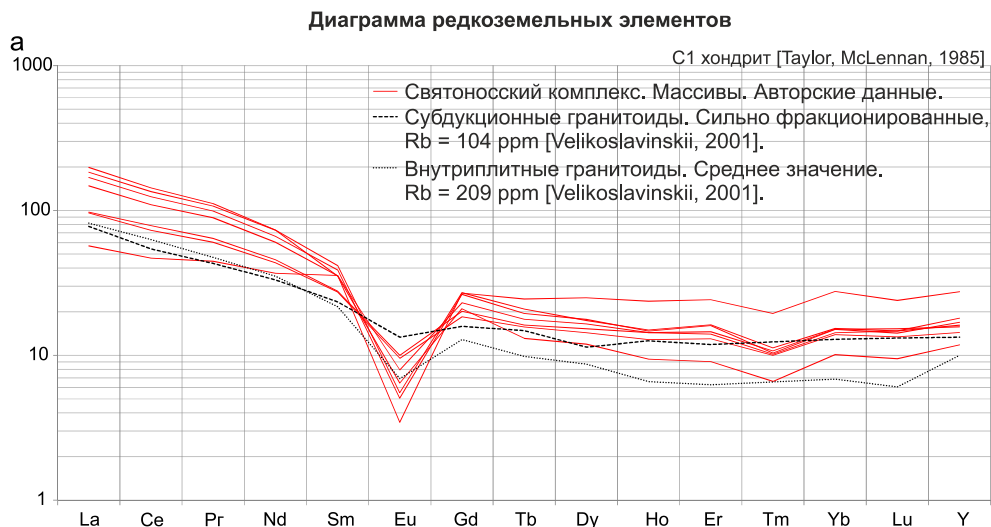
$F1 = 196,203 \text{ SiO}_2 + 753,953 \text{ TiO}_2 + 481,96 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 92,664 \text{ FeO(общ.)} + 521,5 \text{ MgO} + 374,766 \text{ CaO} + 7,571 \text{ Na}_2\text{O} - 584,778 \text{ K}_2\text{O} + 0,379 \text{ Ba} - 0,339 \text{ Sr} - 0,733 \text{ Rb} - 0,429 \text{ La} - 3,33 \text{ Ce} - 5,242 \text{ Nd} + 10,565 \text{ Sm} - 19823,8;$

$F2 = 1292,962 \text{ SiO}_2 + 4002,667 \text{ TiO}_2 + 1002,231 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1297,136 \text{ FeO(общ.)} + 262,067 \text{ MgO} + 1250,48 \text{ CaO} + 1923,417 \text{ Na}_2\text{O} + 1009,287 \text{ K}_2\text{O} + 0,3634 \text{ Ba} - 0,325 \text{ Sr} - 0,701 \text{ Rb} + 0,8015 \text{ La} + 3,347 \text{ Ce} + 2,68 \text{ Nd} + 10,11 \text{ Sm} - 126860,0.$  Условные обозначения на рис. 98.

Данные взяты из табл. 14 в DB\ДОПМ\Магматизм.

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения пород комплекса имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $\text{La/Yb} = 3,05\text{--}29,00$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $\text{La/Sm} = 1,40\text{--}8,94$ ;  $\text{Gd/Yb} = 0,63\text{--}2,89$ ). Породы сильно обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma\text{REE} = 202,37\text{--}328,72 \text{ ppm}$  при  $\text{Rb} = 114\text{--}244 \text{ ppm}$  и сопоставимы со слабо фракционированными внутриплитными гранитоидами ( $\text{Rb} = 143 \text{ ppm}$ ;  $\Sigma\text{REE} = 248,01 \text{ ppm}$  [Velikoslavinskii, 2003]). Распределение имеет отчетливую отрицательную европиевую аномалию ( $\text{Eu/Eu}^* = 0,15\text{--}0,78$ ) (рис. 100, а).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 100, б) пород комплекса наблюдается сильное обогащение крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. Распределения с явными отрицательными аномалиями по Ba, Sr, P, Eu, Ti. Для всех пород характерно наличие отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. Отрицательные аномалии P, Ti связаны с фракционированием аппатита и титанистых минералов, отрицательные аномалии по Ba, Sr связаны с фракционированием полевых шпатов. Тренды пород комплекса по характеру распределения сочетают в себе признаки как надсубдукционного, так и внутриплитного магматизма: с одной стороны, наличие отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о водонасыщенных надсубдукционных условиях магмагенерации, с другой стороны, высокие содержания литофильных и высокозарядных элементов и наличие высокой отрицательной аномалии по Sr, P при слабой по Ba является признаком высоких кристаллизационных дифференциатов по плагиоклазу при базитовом составе магмы при внутриплитном магматизме.



**Рис. 100. Диаграммы для магматических образований арга-эмнекенского комплекса.**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *b* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 14 в ДВ\ДОПМ\Магматизм.

Гранитоиды имеют высокие отношения  $Rb/Sr = 1,28-4,02$  и  $Rb/Ba = 0,39-0,91$ , пониженные концентрации элементов группы железа  $Co = 0,86-5,79$  ppm,  $Ni = 2,77-5,98$  ppm,  $Cr = 3,27-5,97$  ppm, что отражает присутствие корового источника гранитообразования, геохимически и металлогенически гранитоиды специализированы на Sn и W, что характерно для гранитоидов коллизионных обстановок [Особенности изучения ... , 1992; Федоров и др.,

2011; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020]. Учитывая все геохимические свойства пород комплекса, можно сделать предположение о смешанном корово-мантийном обогащенном надсубдукционном источнике и об образовании комплекса на постколлизийном этапе по глубинным разломам в условиях растяжения в присутствии надсубдукционного источника.

Породы комплекса относятся к диорит-гранодиорит-гранитовой формации магматических пород переходного геодинамического режима от субдукционного к коллизийному, однако, учитывая специфические геохимические свойства гранитоидов комплекса, можно сделать вывод об образовании комплекса на постколлизийном этапе.

Олово в породах всех массивов содержится в избыточных относительно кларка содержаниях. Концентрация его закономерно увеличивается от гранитоидов повышенной основности к наиболее низким, кислым дайкам риолит-порфиров. Из этого следует, что практически все гранитоиды интрузивных рядов являются потенциально оловоносными, причем наиболее продуктивными в отношении металлоносности являются дайки риолит-порфиров и гранит-порфиров. С ними генетически и пространственно связаны основные проявления и месторождения олова, а также предполагается парагенетическая связь проявлений сурьмы. На возвышенности Хамнаанья в кварцевых жилах, сопряженных с дайками риолитов, отмечены висмутин и самородный висмут. В кварц-турмалиновых жилах, в гранитоидах комплекса, отмечаются повышенные содержания золота (первые граммы на тонну). С дайками комплекса, на участках Чокурдах и Чурпунья связаны высокие содержания олова, они часто составляют несколько десятков процентов [Узюнкоян, 1979ф].

Абсолютный возраст гранитоидов Ньюлькучанского массива, определенный U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», составляет  $108,8 \pm 0,8$  и  $109,2 \pm 0,5$  млн лет. Возраст гранитоидов Муксунуоха-Тас, Хамнааньинского и Ньюлькучанского массивов  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  методом по биотиту составляет  $105,9 \pm 0,8$ ;  $104,1 \pm 0,7$  и  $107,8 \pm 0,8$  млн лет соответственно [Лейер и др., 1993]. Исходя из этих данных, возраст святоносского комплекса принимается альбским.

**Полярный гипабиссальный комплекс редкометалльных лейкогранитов** ( $\gamma K, pl$ ) объединяет массивы Полярный (расположенный в западной части Омчикандинского массива), Одинокый (рис. 32, № 37) и массив Депутатский (не имеет выходов на дневную поверхность и расположен у пос. Депутатский). Выделен Ю. С. Орловым при составлении Легенды Яно-Индибирской. Название дано по оловянно-вольфрамовому месторождению Полярное, приуроченному к одному из тел редкометалльных лейкогранитов. Петротипом интрузивных образований является массив Полярный [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

Массив Полярный представлен группой небольших штоко- и гарполитообразных тел альбит-микроклиновых гранитов и лейкогранитов (аляскитов), расположенных в западной части Омчикандинского массива и прорывающих биотитовые граниты. В эндоконтактах тел отмечаются зоны крупнозернистых пегматитов с неоднородным полосчатым строением, струйчатыми скоплениями слюды и гнездообразными флюорит-слюдисто-альбитовыми обособлениями [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000].

Массив Одинокий (рис. 32, № 37) площадью около 1,5 км<sup>2</sup> представляет собой изометричное в плане этмолиитообразное тело, сужающееся на глубине, с крутопадающими контактами и многочисленными дайками-апофизами в апикальной части. В его эндоконтактах распространены эруптивные брекчии, а в гранит-порфирах основного тела отмечаются ксенолиты биотитовых гранитов, аналогичных породам Омчикандинского массива. Породы массива интенсивно грейзенизированы и в неизменном виде обнаруживаются только в глубинных частях тела. Эруптивные брекчии состоят из обломков гранит-порфиров и вмещающих терригенных пород [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Депутатский массив вскрыт тремя структурными скважинами на отметках 236, 380 и 294 м от поверхности. По геофизическим данным, площадь его – около 150 км<sup>2</sup>, кровля осложнена многочисленными куполами, а в центре – валообразным выступом широтного простирания, над которым и располагаются основные рудные тела. Массив сложен мелко- и среднезернистыми гранитами [Иванов, 2010]. Массив сложен двумя основными фациями: среднезернистыми биотитовыми гранитами и мелко- до средне-мелкозернистыми порфировыми биотитовыми гранитами. Жильная и дайковая фации представлены дайками среднезернистых и мелко-среднезернистых лейкогранитов, мелкозернистых лейкогранит-порфиров, аляскитовых лейкогранитов и аплитовидных гранитов, и жильными телами пегматоидных гранитов среди грейзенизированных гранитов. В массиве широко проявлены постмагматические изменения, выраженные в грейзенизации как вмещающих пород, так и гранитоидов самого массива, с образованием кварц-турмалиновых, серицит-кварцевых, сульфидно-кварцевых метасоматитов. Также с образованием мусковит-серицитовых, серицит-мусковитовых, мусковитовых, андалузит-биотит-кварцевых грейзенов и кварц-сульфидных, сульфидно-кварцевых, турмалин-сульфидных и кварц-турмалиновых жил [Пышко и др., 2002ф].

*Альбит-микроклиновые граниты* ( $\gamma$ ) сложены альбитом (20–46,3%), микроклином (20–53,9%) и кварцем (12,7–47,5%). Слюды (0,6–15,3%) представлены протолитионитом и мусковитом [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000]. Слюды представлены литийсодержащим железистым ( $f$  70–75%) биотитом, идерофиллитом, лепидолитом, фенгит-мусковитом, циннвальдитом. В них содержится F от 1,5 до 8% [Трунилина и др., 2008]. В породах постоянно присутствуют топаз (0,4–3,1%) и флюорит (до 1,2%). Среди лейкогранитов по составу полевых шпатов выделяются альбитовые и калишпатовые разновидности, описываемые как аляскиты [Трунилина, 1996].

*Альбитовые аляскиты* – мелко-, среднезернистые или порфировые с тонкокристаллической основной массой, «сахаровидные» породы. Вкрапленники представлены слюдами, полевыми шпатами и кварцем. Основная масса сложена альбитом № 2–6 или № 6–8, в интерстициях между табличками которого содержится кварц и калишпат, по составу отвечающий ортоклазу или неяснорешетчатому микроклину. Слюды представлены протолитионитом, реже сидерофиллитом, в единичных случаях в центре пластинок слюд сохраняются реликты Fe-биотита. В виде включений в альбите наблюдается топаз. Для пород характерна пойкилитовая структура, образованная многочисленными включениями выделений альбита во вкрапленники кварца и калишпата, ори-

ентированных согласно зонам роста фенокристаллов. Калишпатовые аляски-ты также представлены мелко-, среднезернистыми и порфиroidными разно-стями и визуально не отличаются от альбитовых, выделяясь только по преоб-ладанию в них калиевого полевого шпата над плагиоклазом. Их соотношения с альбитовыми разновидностями неясны. С лейкогранитами ассоциируют жильные тела альбититов, сложенных альбитом № 0–2, в котором отмечаю-тся единичные реликтовые зерна кварца, микроклина, топаза и протолитиони-та, а также флюоритовые прожилки [Легенда Яно-Индибирской ... , 2000]. Присутствуют корродированные зерна амфибола, биотита и андезина, иден-тичные по составу таковым вмещающих гранитоидов Омчикандинского мас-сива [Трунилина и др., 2008]. Температура двуполевошпатового равновесия 680–470 °С и температура кристаллизации 670–420 °С [Трунилина и др., 2008].

Акцессорные минералы гранитоидов представлены фторапатитом с по-вышенным содержанием редких земель при ведущей роли Y, цирконом, кас-ситеритом, Mn-вольфрамитом, обогащенным Nb и Ta, монацитом, колумби-том и другими тантало-ниобатами, редкоземельными минералами Ce, La, Nd, рутилом, молибденитом и, в единичных зернах, хризобериллом.

*Биотитовые граниты Депутатского массива* мелко- и среднезернистые. Зональный олигоклаз с составом центральных и средних зон  $An_{20-28}$ , к краям меньшей основности до  $An_{15-20}$ . Калиевый полевой шпат представлен микро-клином с  $2V_{Np} = 62-70^\circ$  в центре и высоким ортоклазом с  $2V_{Np} = 42-51^\circ$  по периферии зерен. Биотит гранитов представлен истонит-сидерофиллитом с заметным преобладанием сидерофиллитового минала. Его первая генерация имеет железистость  $f = 60-72\%$ , глиноземистость  $al = 23-26\%$  и кристалли-зуется при 780–720 °С, в восстановительных условиях ( $-\log fO_2 = 16,5-17$ ). Поздняя генерация богаче фтором (до 2,6%) и образовалась на фоне неболь-шого подъема температуры (до 800 °С). По основным параметрам состава обе генерации аналогичны биотитам пород гранит-лейкогранитной формации (S-типа). В гранитах встречаются акцессорные, наиболее обогащенные MgO, гранаты (до 14% ру), по составу отвечают гранатам производных андезито-идных расплавов, также присутствуют единичные зерна реститового альман-дин-гроссуляра метаморфических пород [Иванов, 2010].

*Гранит-порфиры массива Одинокий* – серые, светло-серые до желтовато-и серовато-белых порфиroidные породы с фенокристаллами кварца (17–35%), ортоклаза (8–20%), альбита (10%) и биотита (1–2%), в кварц-полевошпато-вой микрозернистой основной массе с аллотриоморфнозернистой или микро-пегматитовой структурой. Породы сильно изменены, преобразованы в карбо-нат-серицит-кварцевые метасоматиты с лепидогранобластовой и бластопор-фиroidной структурой и реликтовыми участками относительно неизмененных пород и в кварц-мусковитовые, кварц-топазовые, кварц-топаз-мусковитовые грейзены, в которых сохраняются только реликты вкрапленников кварца. Ак-цессорные минералы представлены флюоритом, топазом, касситеритом, тур-малином, цирконом, апатитом, гранатом, единичными знаками вольфрамита и киновари [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Породы довольно интенсивно грейзенизированы с образованием кварц-слюдисто-топазовых, кварц-топазово-слюдистых, кварц-слюдистых и слюди-

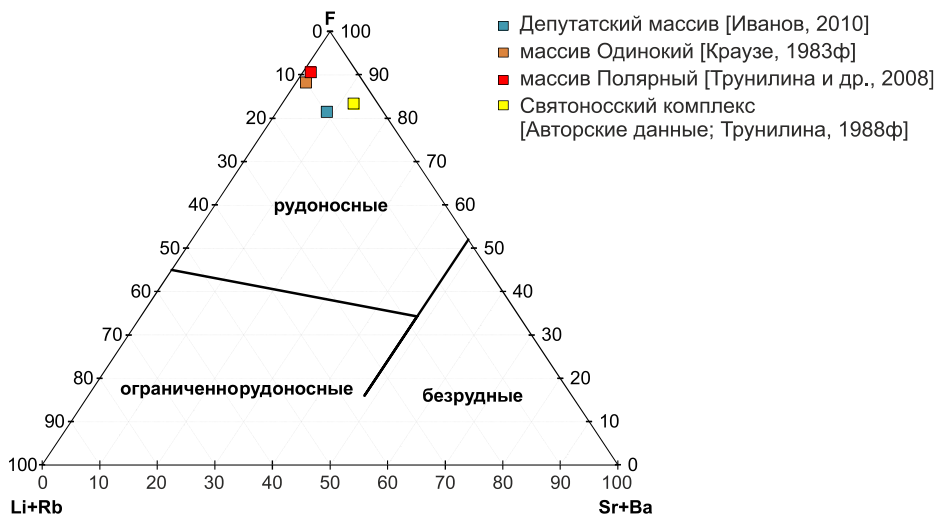
стых грейзенов с оловянно-вольфрамовой минерализацией [Легенда Яно-Индигорской ... , 2000].

По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поле лейкогранитов нормальной, умеренной щелочности и щелочных гранитов (рис. 95), являются преимущественно высококалиевыми, по типу щелочности породы комплекса относятся к натриево-калиевым (рис. 96, а, б), умереннокалиевые натриевые разности характерны для пород с повышенным содержанием альбитового компонента. Породы весьма высокоглиноземистые, реже крайне высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  – от 3,8 до 11,9,  $Kf = 63,1–99,0$ . Степень окисленности железа  $F = 0,1–0,4$ , содержания  $Na_2O = 2,4–4,2\%$  (до 8,6% для альбититов),  $K_2O = 2,6–6,8\%$ , общей щелочностью 6,8–11,2% преимущественно с преобладанием  $K_2O$ ,  $CaO = 0,2–1,3\%$ . На петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca - As$  породы образуют известково-щелочную и умереннощелочную серию (рис. 96, в). По насыщенности пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция гранитоиды комплекса относятся к плюмазитовым гранитам (рис. 97). По нормативному составу все породы комплекса корунд-нормативные (высокоглиноземистые) с содержанием нормативного корунда  $s = 2–8\%$  (табл. 15 в DB\DOPM\Магматизм).

В микроклин-альбитовых гранитах Полярнинского комплекса (по сравнению с омчикандинскими гранитами) скачкообразно возрастают содержания F, Li, Rb, Sb, As, W, Ta, Sn, Nb, Be. Развитые по ним грейзены являются Sn-W рудой с сопутствующими Ta и Nb [Трунилина и др., 2008]. Между Полярным и Одиноким массивами устанавливаются как черты геохимического сходства – в обоих повышенное содержание Li, F, Fe, так и различия – в последнем меньше W, Mn, Ta, Sc, As, Ag [Флеров, 1980ф]. Граниты Депутатского массива обогащены (по сравнению с кларками для гранитов) Bi, Sb, As, Ag, Cu, Ni, Sn, W, Be. В, F, менее – Li и Rb. В лейкократовых жильных породах увеличиваются содержания Sn, В, Be, Bi, Ag и Cu [Иванов, 2010]. Все массивы комплекса объединяет их повышенная литий-фтористость. Для массива Полярный, по данным из Легенды Яно-Индигорской серии листов, для лейкогранитов содержание  $F = 1,15–2,53\%$  [Легенда Яно-Индигорской ... , 2000]; по данным В. А. Трунилиной, средние значения для  $n = 34$  проб  $Li = 351$  ppm,  $F = 0,9\%$  [Трунилина и др., 2008]. Для массива Одинокий среднее значение для  $n = 12$  проб  $Li = 241,5$  ppm,  $F = 0,88\%$  [Краузе, 1983ф]. Для Депутатского массива среднее значение для  $n = 3$  пробы  $Li = 112,7$  ppm,  $F = 0,37\%$  [Иванов, 2010]. Все граниты массивов имеют очень низкие содержания Sr и Ba, что является признаком высоких кристаллизационных дифференциатов, и по соотношениям  $F-Li + Rb-Ba + Sr$  относятся к ультрарудоносным образованиям (рис. 101).

Граниты, по всей видимости, являются повторными дериватами источников гранитообразования пегматоидных гранитов омчикандинского комплекса. Существования единого повторного магматического очага дериватов подтверждается рассчитанными глубинами генерации расплавов для Полярного массива – 22–24 км, для Омчикандинского – 28–32 км, а также их пространственное положение [Трунилина и др., 2008].





**Рис. 101. Тройная диаграмма F–Li + Rb–Ba + Sr рудоносности для гранитов полярнинского комплекса [Козлов, 1985].**

К этой же категории относятся Кёстёрские апограниты с генетически с ними связанным Кёстёрским месторождением, расположенным в пределах Арга-Ыанак-Хайского адамеллитового массива на площади листа Q-53 [Флеров, 1980ф].

Граниты интенсивно изменены постмагматическими процессами, что в основном объясняет их не вполне характерную для А-гранитов петрогеохимическую специфику. Они отличаются большей перенасыщенностью глиноземом, пониженными концентрациями REE и Zr, аномально высокими содержаниями  $P_2O_5$ . Эти данные вместе с учетом изотопного возраста и соотношений с синколлизийными гранитоидами Омчикандинского комплекса позволяют рассматривать микролин-альбитовые граниты как пост- или анорогенные образования А-типа [Трунилина и др., 2008].

Породы комплекса принадлежат к щелочно-гранитовому формационному типу магматических пород, характерному для постколлизийного рифтогенеза в областях молодых платформ [Короновский, 2011; Основы геодинамического анализа ... , 1997].

Изотопный возраст пород массива Полярный Ar-Ar методом составляет 112–116 млн лет [Трунилина и др., 2008], для аплитов из дайки Депутатского массива U-Pb методом по циркону (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ») –  $112,2 \pm \pm 1,4$  млн лет [Иванов, 2010], а также геологические соотношения Полярнинского массива с вмещающими гранитами омчикандинского комплекса дают основание датировать породы полярнинского комплекса альбским веком раннемеловой эпохи.

**Сасыл-тиннахская вулcano-плутоническая ассоциация** объединяет сасыл-тинахский вулканический комплекс трахидацит-трахириолит-риолитовый и сасыл-тинахский плутонический комплекс гранитовый. Комплексы латерально и генетически тесно связаны между собой.

**Сасыл-тинахский вулканический комплекс трахидацит-трахириолит-риолитовый** состоит из сасыл-тиннахской толщи (описана в разд. «Стратиграфия»), субвулканических и экструзивно-жерловых образований. Комплекс выделен при составлении листа R-54-XXVII, XXVIII второго издания и введен в Легенду Яно-Индибирской серии в 2011 г. [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

**Субвулканические образования** ( $\tau, \lambda, K, st$ ) комплекса распространены на Полоусном кряже – в бассейне р. Нонгондя и в верховьях правых притоков р. Хачымар, на хр. Эстериктях-Тас в верховьях р. Дяхтардах. Субвулканические тела комагматичны вулканитам сасыл-тиннахской толщи и прорывают юрские отложения и раннемеловые эффузивы тумусской и сасыл-тиннахской толщ.

Субвулканические тела площадью от 0,1 до 2,5 км<sup>2</sup> сложены риолитами и трахидацитами. Форма риолитовых тел часто неправильная, вытянутая в северо-восточном или в северо-западном направлении. Кроме того, отмечаются тела дайкоподобные, штокообразные и куполовидные, а также, вероятно, образования типа хонолитов, этмолитов и лакколитов. Их контакты крутопадающие, субвертикальные. Приконтактные части тел нередко представлены мелкообломочными лавобрекчиями и насыщены мелкими обломками вмещающих осадочных пород [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]. Трахидациты образуют небольшие (1–2 км<sup>2</sup>) тела неправильно-изометричной формы с нечетким концентрическим строением и отчетливо выраженной зоной закалки. Они приурочены к выходам сасыл-тиннахской толщи в верховьях р. Дяхтардах [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. В приконтактных частях субвулканических тел иногда наблюдаются кластолавы, вулканические брекчии и лавобрекчии [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Приконтактные изменения во вмещающих терригенных и вулканогенных породах выражены их уплотнением, ороговикованием и окварцеванием в зонах шириной первые метры [Данилов и др., 2018ф].

**Экструзивно-жерловые образования** ( $\lambda, K, st$ ) комплекса распространены на Полоусном кряже в верховьях правых притоков р. Хачымар. Экструзивно-жерловые образования комагматичны вулканитам сасыл-тиннахской толщи и прорывают девонские отложения и эффузивы сасыл-тиннахской толщи. Тела площадью до 2,5 км<sup>2</sup> имеют неправильно-изометричную или вытянутую в северо-западном направлении форму и сложены кластолавами и вулканическими брекчиями риолит-риодацитового состава с большим количеством мелких обломков осадочных пород, реже вулканитов кислого–среднего состава и гранитоидов. В ряде случаев их обломочное строение в породах устанавливается только микроскопически [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*В кластолавах* разноразмерные обломки афировых или порфирировых риолитов, осколки фенокристаллов кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата и редкие ксеногенные обломки измененных базальтоидов, пепловых туфов и аргиллитов сцементированы вулканическим стеклом кислого состава [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*В вулканических брекчиях* обломочный материал представлен преимущественно вулканическим стеклом кислого состава, реже осколками фенокристаллов кварца и калиевого полевого шпата и обломками мелкозернистых из-

вестняков, глинистых сланцев и алевролитов. Обломки стекла имеют черепитчатую, дугообразную, реже обрывчатую форму и нечеткие границы. Лито- и кристаллокластический материал составляет около 15 % объема пород. Матрикс брекчий состоит из мелких (до 0,25–0,3 мм) обломков того же вулканического стекла, кварца, калиевого полевого шпата и глинистых пород, сцементированных флюидальным кислым вулканическим стеклом, частично раскристаллизованным в микрофельзитовый агрегат [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]. Вулканические брекчии кислого состава жерловой фации по составу и структурно-текстурным особенностям мало отличаются от кластолав приконтактовых частей субвулканических тел и представляют собой породы риодацит-риолитового состава, в которых разноразмерные обломки кислых вулканических пород и кристаллокласты кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата сцементированы кислым вулканическим стеклом, нередко с флюидальной текстурой. В породах в количестве не менее 5–10 % постоянно наблюдаются ксеногенные обломки ороговикованных алевролитов, гранитоидов и кремнистых пород (силицитов или пепловых туфов). Их содержание может достигать 40–50 % объема пород. Комплекс акцессорных минералов включает циркон, апатит, касситерит, турмалин, топаз, пирротин, гранат, монацит, ортит, реже ильменит, сфен, магнетит, ксенотим, шеелит, золото, киноварь, молибденит. Постмагматические изменения в породах выражены пелитизацией и серицитизацией полевых шпатов, хлоритизацией биотита и аргиллизацией и серицитизацией вулканического стекла [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Лавобрекчии* образованы спекшимися обломками порфириновых стекловатых риолитов, сцементированных стеклом того же состава [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Риолиты, трахириолиты, риодациты и трахириодациты* ( $\lambda, \lambda\zeta$ ) субвулканических тел и даек разделяются преимущественно по химическому составу и представляют собой порфириновые, иногда нечетко-флюидальные породы с неравномерно раскристаллизованной кварц-полевошпатовой основной массой с микрофельзитовой, фельзитовой, участками сферолитовой и аллотриоморфнозернистой структурой. Риолиты – светло-серые, желтовато-белые, серовато-белые порфириновые породы с вкрапленниками кварца, санидина, биотита в микрозернистой кварц-полевошпатовой основной массе с микроаллотриоморфнозернистой, псевдосферолитовой, реже микропойкилитовой структурой. В риолитах внешних зон субвулканических тел основная масса слабо раскристаллизована, вкрапленники представлены кварцем и полевым шпатом. Нередко породы субвулканических тел аргиллизированы и лимонитизированы. Вкрапленники составляют от 10–15 до 35–40 % объема породы. В породах субвулканических тел в составе вкрапленников преобладают кварц (5–15 %) и калиевый полевой шпат (5–10 %), плагиоклаз часто отсутствует или наблюдается в виде единичных фенокристаллов. Иногда в породах, отвечающих по химическому составу трахириолитам, вкрапленники калиевого полевого шпата и плагиоклаза содержатся примерно в равных количествах. Также в породах субвулканических тел фенокристаллы представлены кварцем (10–20 %), плагиоклазом (10–15 %) и калиевым полевым шпатом (5–15 %). В приконтактовых лавобрекчиях постоянно присутствуют включения

обрывков вулканического стекла кислого состава и до 5–10% обломков контакто-метаморфизованных вмещающих пород [Данилов и др., 2018ф].

*Трахидацинты* ( $\tau\zeta$ ) – светло-серые, желтовато-серые массивные порфировые породы с пилотакситовой, гиалопилитовой и гиалопилитово-фельзитовой основной массой и вкрапленниками (10–15%) плагиоклаза ( $An_{15-28}-An_{45}$ ), биотита, калиевого полевого шпата (ортоклаза и санидина), редко диопсида, в единичных случаях ортопироксена. Основная масса сложена микролитами плагиоклаза в стекловатом базисе, замещенном микрозернистым агрегатом хлорита, а также полевых шпатов и кварца. В трахидацинтах широко проявлены калишпатизация, окварцевание (опалолитизация), гематитизация и аргиллизация [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Комплекс акцессорных минералов включает циркон, апатит, касситерит, турмалин, топаз, пирротин, гранат, монацит, ортит, реже ильменит, сфен, магнетит, ксенотим, шеелит, золото, киноварь, молибденит. Вторичные изменения в породах выражены преимущественно пелитизацией и серицитизацией полевых шпатов, хлоритизацией биотита и аргиллизацией и серицитизацией вулканического стекла [Данилов и др., 2018ф].

При внедрении субвулканических тел в более древние осадочные и вулканогенные толщи во вмещающих породах образуются узкие (первые метры) зоны уплотненных пород с новообразованиями серицита, хлорита, турмалина, карбонатов. В экзоконтактах наиболее крупных тел ширина этих зон может достигать 50–100 м. В вулканитах сасыл-тиннахской толщи, вмещающих тела комплекса, видимые приконтактные изменения не наблюдаются. Гранитоиды Эликчанского массива на контакте с телами комплекса окварцованы [Данилов и др., 2018ф].

**Сасыл-тиннахский плутонический комплекс гранитовый (малых интрузий)** распространен среди вулканических образований сасыл-тинахского вулканического комплекса, с которыми образует единую вулканоплутоническую ассоциацию. Комплекс выделен авторами впервые, основанием для этого послужило распространение разновозрастных малого интрузивного тела и даек среди комагматичных им вулканитов.

**Малое интрузивное тело** ( $\epsilon\gamma Kst$ ) комплекса представлено умереннощелочными гранитами, которые слагают большую восточную часть Хара-Сисского массива (рис. 32, № 75), образуя неправильно-изометричное, слегка вытянутое в широтном направлении тело площадью около 6,5 км<sup>2</sup>, с кровлей, погружающейся в восточном направлении. Граниты прорывают и метаморфизуют раннесилурийские отложения и в свою очередь прорваны небольшими телами и дайками кварцевых сиенитов и трахибазальтов джахтардарского комплекса. В массиве широко распространены гибридные породы, близкие по составу к граносиенитам и связанные с умереннощелочными гранитами постепенными переходами. Эндоконтактная фация представлена мелкозернистыми умереннощелочными гранитами, часто порфиоровыми, нередко с пегматоидными обособлениями и миаролитовыми пустотками размером до 1 см, выполненными мелкими кристалликами полевого шпата и кварца. В юго-западной части массива на отдельных участках вблизи контакта проявлена слабая грейзенизация. Глубина эрозионного среза массива составляет

около 150–200 м. Ширина контактового ореола составляет около 500–600 м, в восточном экзоконтакте – более 1 км [Малышева, Афанасьева, 2019ф].

**Дайки** ( $\lambda, \tau\lambda\zeta, \lambda\zeta K, st$ ) имеют северо-восточное, редко северо-западное и субширотное простирание и образуют серии протяженностью до 3–5 км. Внутри серий дайки расположены как субпараллельно, так и кулисообразно и приурочены, предположительно, к оперяющим трещинам скола в зонах крупных тектонических нарушений. Протяженность отдельных даек составляет от 50–100 до 400–500 м, мощность – от 1–2 до 8–12 м. Судя по морфологии выходов, их контакты крутопадающие, близкие к вертикальным, с падением как в северо-западном, так и в юго-восточном направлении. В приконтактовых частях иногда наблюдаются кластолавы, вулканические брекчии и лавобрекчии [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

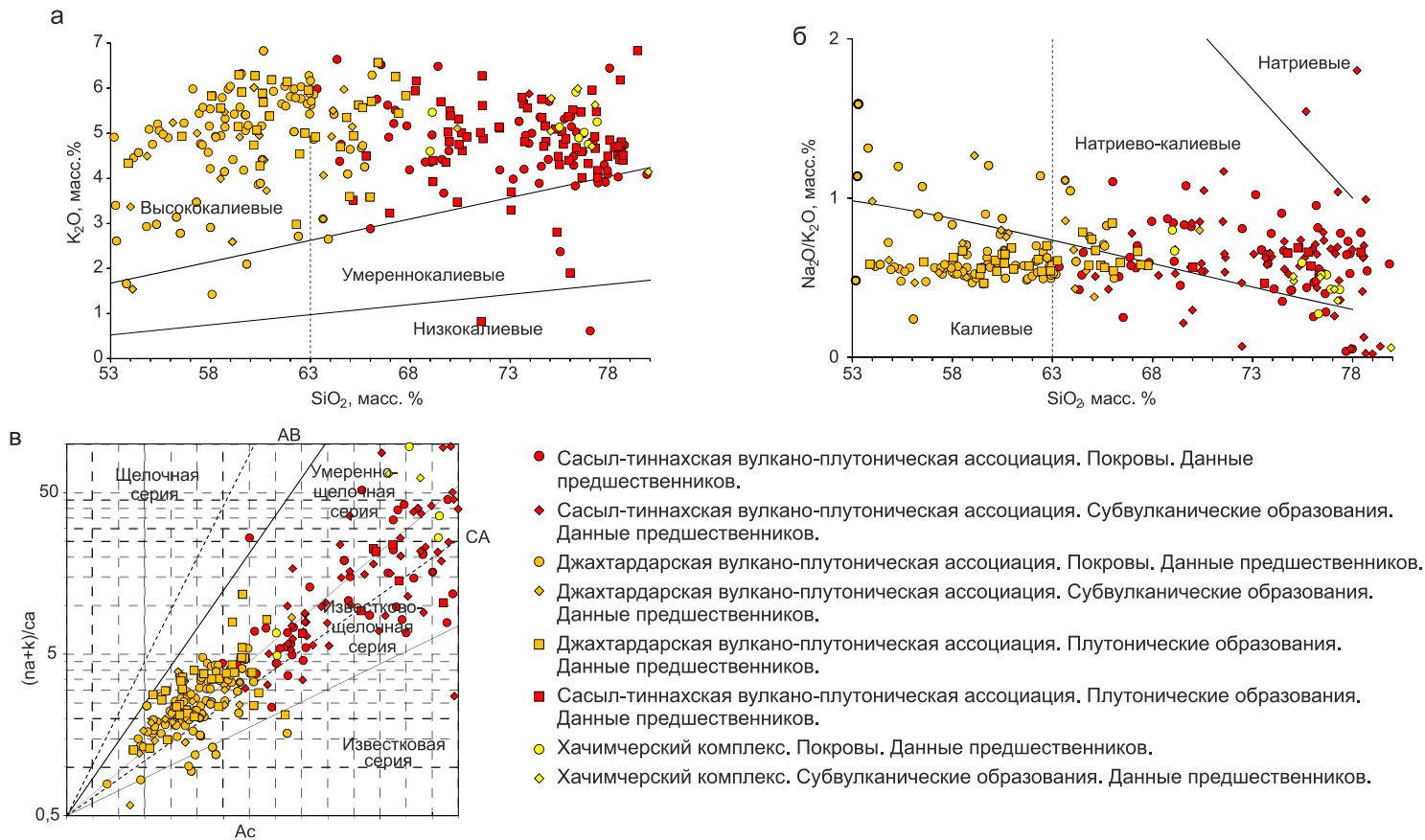
*Умереннощелочные граниты* ( $\epsilon\gamma$ ) – желтовато- и розовато-серые среднезернистые порфировидные породы с порфировидными выделениями калиевого полевого шпата и кварца размером от 3 до 6 мм, составляющими около 20% объема породы. Основная масса более мелкозернистая (до 2–3 мм), с гипидиоморфнозернистой, участками микропегматитовой структурой состоит из таблитчатых, нечетко-таблитчатых и ксеноморфных выделений калинатрового полевого шпата (30–35%), изометричных и ксеноморфных выделений кварца (30–25%), таблитчатых и широкотаблитчатых выделений плагиоклаза (10–15%) и пластинок биотита (5–10%), иногда образующих скопления размером до 2–3 мм. Очень редко наблюдаются единичные выделения густо окрашенной темно-зеленой роговой обманки. Биотит темно-буро-зеленый и темно-коричневый содержит включения циркона, апатита, ксенотима, сфена, ортита, магнетита, эпидота; с его скоплениями ассоциируют ксеноморфные выделения бесцветного или бледно-сиреневого флюорита. Содержание флюорита и акцессорных минералов в ряде случаев достигает 5%. В мелкозернистых гранитах эндоконтактовой фации порфиновые выделения (10%) размером 1–3 мм представлены калинатровым полевым шпатом, реже кварцем и плагиоклазом [ГК-200 R-54-XXIX, XXX, в издании].

*Риолиты, трахириодациты и риодациты* ( $\lambda, \tau\lambda\zeta, \lambda\zeta$ ) даек петрографически не отличимы от субвулканических образований сасыл-тиннахского вулканического комплекса.

Гидротермальные и метасоматические преобразования выражены аргиллизацией, окварцеванием, гематитизацией и сульфидизацией, участки которых нередко приурочены к зонам дробления и вмещают жилы и прожилки низкотемпературного кварца. С этими зонами, не выраженными в масштабе карты, связана ураново-редкоземельная и золото-висмут-кобальтовая минерализация [Данилов и др., 2018ф].

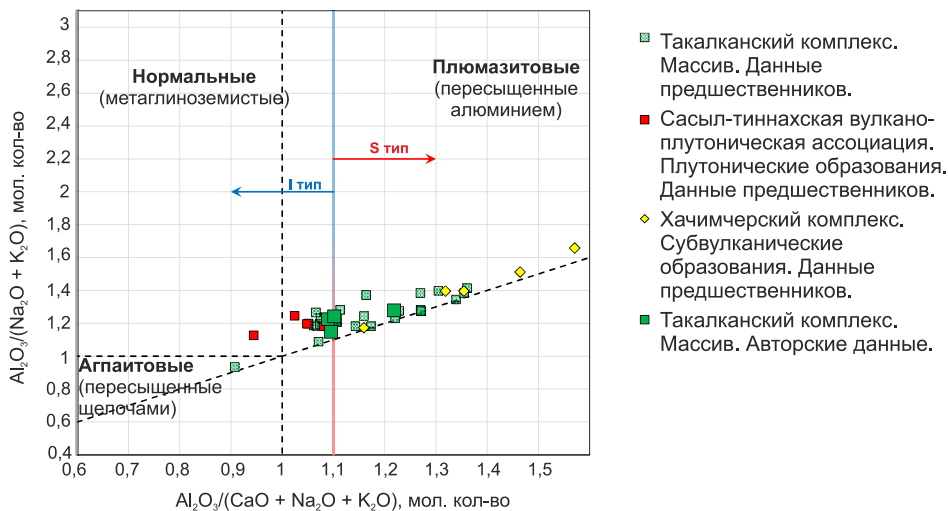
По химическому составу эффузивные породы, а также породы субвулканических образований и даек вулкано-плутонической ассоциации на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля дацитов и риолитов нормальной и умеренной щелочности, плутонические породы – в поля гранитов и лейкогранитов умеренной щелочности (рис. 102), все породы преимущественно являются высококалиевыми, по типу щелочности все породы комплекса относятся к натриево-калиевым и калиевым (рис. 103, а, б). Породы весьма и крайне высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$





**Рис. 103. Диаграммы для магматических образований сасыл-тиннахской, джохтардахской вулcano-плутонических ассоциаций и хачимчерского комплекса.**

*а* – диаграмма разделения магматических пород на низкокалиевые, умереннокалиевые и высококалиевые семейства; *б* – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008]; *в* – Петрохимическая диаграмма  $(Na + K)/Ca - As$  [Практическая ... , 2017]. Данные взяты из табл. 16, 17, 18 в DB\DOPM\Магматизм.

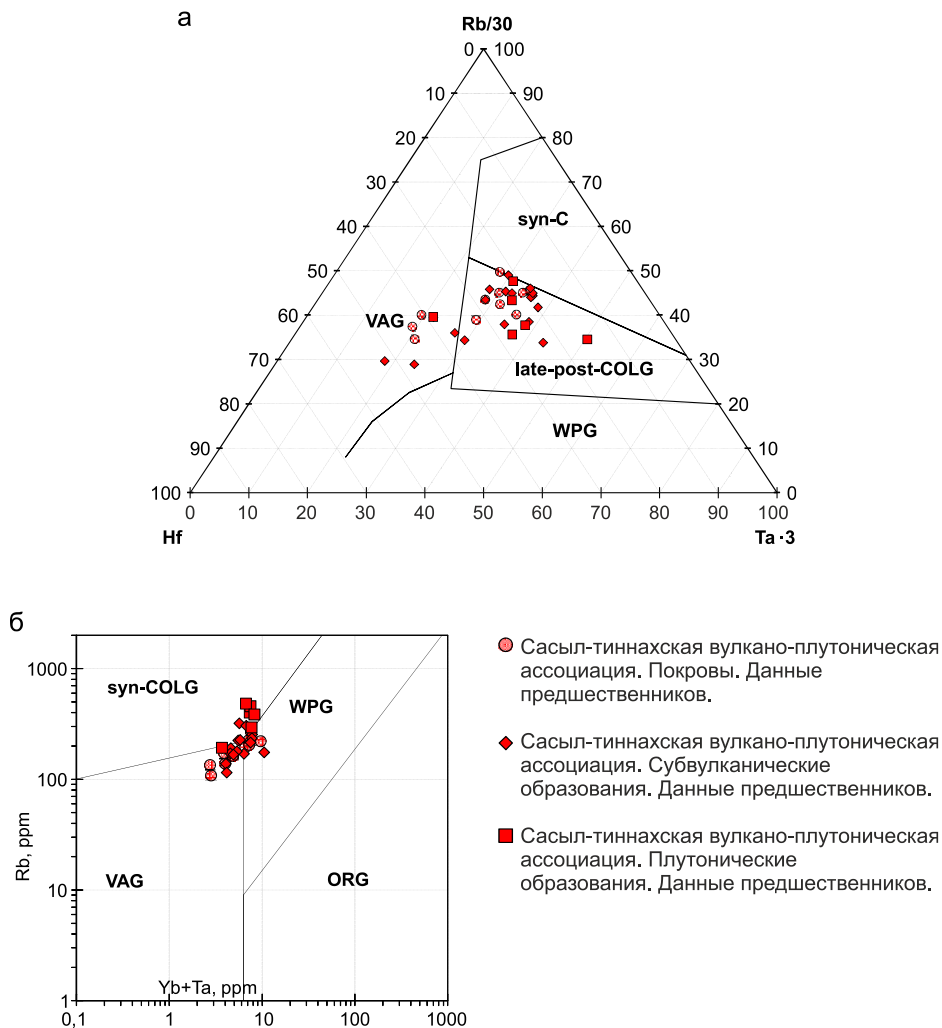


**Рис. 104.** Диаграмма в координатах A/NK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) и A/CNK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) в молекулярных количествах, для разделения гранитоидов по типам пород [Maniar and Piccoli, 1989] для магматических образований сасыл-тиннахской вулканоплутонической ассоциации, такалканского и хачимчерского комплексов.

Данные взяты из табл. 16, 18, 19 в DB\DOPM\Магматизм

Данные микроэлементного анализа пород комплекса и анализ распределения Rb, Y (Yb), Nb (Ta) между главными типами гранитоидов показывают на дискриминационных диаграммах [Pearce, Harris, Tindle, 1984] конвергенцию признаков внутриплитного и надсубдукционного магматизма (рис. 105, а, б, в). На диаграмме Дж. Пирса Rb–(Y + Nb), наиболее достоверно разделяющая на типы гранитоидов по соотношению наиболее эффективных элементов дискриминаторов – крупноионного литофильного элемента Rb с двумя высокозарядными элементами Y и Nb. Дж. Пирс выделяет особое поле постколлизионных гранитов в центре диаграммы. Составы вулканических и субвулканических пород комплекса располагаются в центральной части диаграммы Rb–(Y + Nb), которое перекрывает поля гранитов вулканических дуг, внутриплитных и синколлизионных гранитов, большая часть составов плутонических образований Хара-Сисского массива смещена в сторону внутриплитных образований (рис. 105), по содержанию Nb и Ta (плутонические образования Хара-Сисского массива) также проявляют внутриплитные признаки. По мнению М. В. Лучицкой [Лучицкая, 2014], такая специфика составов пород характерна при различной степени влияния мантийных магм и плавящегося корового субстрата при образовании пород на постколлизионном этапе. По распределению Rb, Hf и Ta на треугольной дискриминационной диаграмме для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986] породы ассоциации имеют признаки вулканодужного и постколлизионного магматизма (рис. 105). На многокомпонентной дискриминационной диаграмме по содержанию главных элементов и элементов-примесей субвулканические и плутонические породы ассоциации являются внутриплитными и коллизионными образованиями (рис. 106).



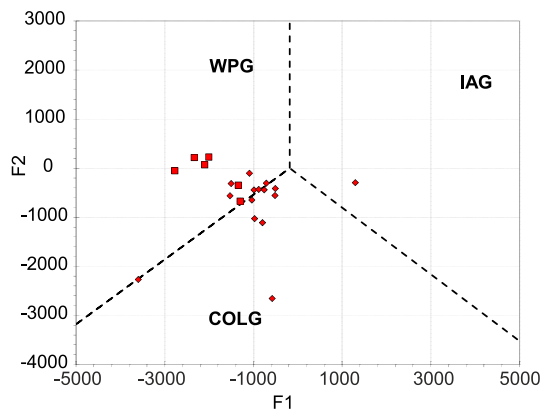


**Рис. 105. Дискриминационные диаграммы для магматических образований сасыл-тиннахской вулcano-плутонической ассоциации.**

*a* – дискриминационная диаграмма  $Rb/30 - Hf - 3 \cdot Ta$  для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных, VAG – вулканических дуг, syn-COLG – синколлизийных, late-post-COLG – поздне- и постколлизийных; *б* – дискриминационная диаграмма  $Rb - (Y + Nb)$  [Pearce, 1996]; поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты, VAG – граниты вулканических дуг, syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – поздне- и постколлизийные граниты. Данные взяты из табл. 16 в DB\ДОПМ\Магматизм.

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения пород комплекса имеют положительный наклон, породы обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых ( $La/Yb = 2,60-35,19$ ). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ ( $La/Sm = 5,40-5,79$ ;  $Gd/Yb = 1,53-3,16$ ). Породы в разной степени обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель  $\Sigma REE = 86,73-$

550,53 ppm при Rb = 108–482 ppm, наименее дифференцированные различия по Rb по содержанию суммы редких земель сопоставимы с сильно фракционированными надсубдукционными гранитоидами ( $\Sigma\text{REE} = 162,34$  ppm, Rb = 167 ppm [Velikoslavinskii, 2003]), наиболее дифференцированные по Rb различия – с внутриплитными гранитоидами (Rb = 209 ppm;  $\Sigma\text{REE} = 412,92$  ppm [Velikoslavinskii, 2003]) и с наиболее фракционированными внутриплитными гранитоидами (Rb = 342 ppm;  $\Sigma\text{REE} = 628,25$  ppm [Velikoslavinskii, 2003]). Распределение имеет отчетливую отрицательную европиевую аномалию ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,02\text{--}0,65$ ) (рис. 107, а).



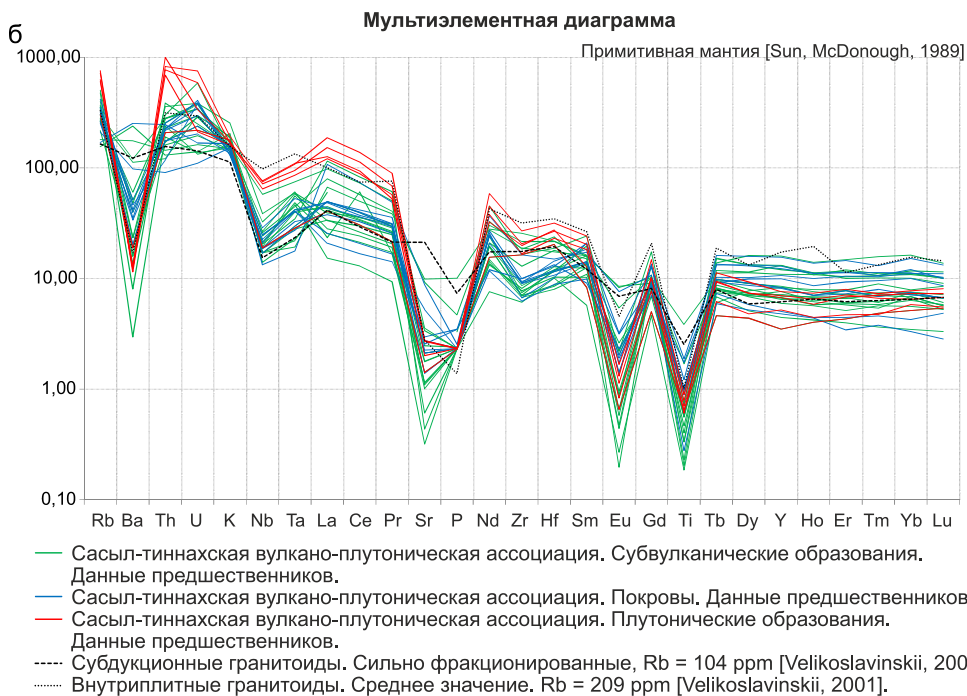
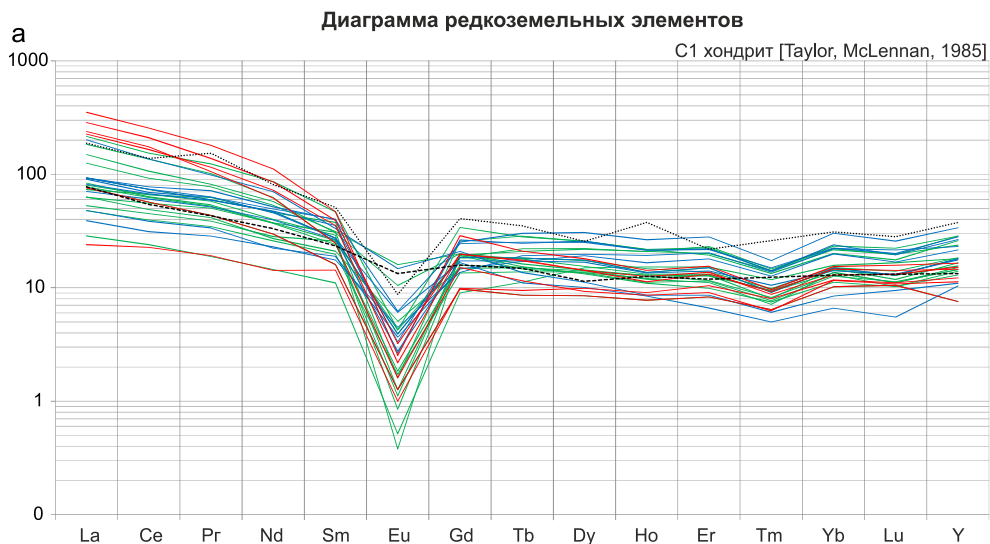
**Рис. 106.** Диаграмма для разделения внутриплитных, коллизионных и субдукционных гранитоидов сасыл-тиннахской вулкано-плутонической ассоциации [Velikoslavinskii, 2003].

$F1 = 196,203 \text{ SiO}_2 + 753,953 \text{ TiO}_2 + 481,96 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 92,664 \text{ FeO}_{(\text{общ.})} + 521,5 \text{ MgO} + 374,766 \text{ CaO} + 7,571 \text{ NaO} - 584,778 \text{ K}_2\text{O} + 0,379 \text{ Ba} - 0,339 \text{ Sr} - 0,733 \text{ Rb} - 0,429 \text{ La} - 3,33 \text{ Ce} - 5,242 \text{ Nd} + 10,565 \text{ Sm} - 19823,8.$

$F2 = 1292,962 \text{ SiO}_2 + 4002,667 \text{ TiO}_2 + 1002,231 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1297,136 \text{ FeO}_{(\text{общ.})} + 262,067 \text{ MgO} + 1250,48 \text{ CaO} + 1923,417 \text{ Na}_2\text{O} + 1009,287 \text{ K}_2\text{O} + 0,3634 \text{ Ba} - 0,325 \text{ Sr} - 0,701 \text{ Rb} + 0,8015 \text{ La} + 3,347 \text{ Ce} + 2,68 \text{ Nd} + 10,11 \text{ Sm} - 126860,0.$  Условные обозначения – на рис. 105.

Данные взяты из табл. 16 в DB\DOPM\Магматизм.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 107, б) пород комплекса наблюдается очень сильное обогащение крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. Распределения с явными отрицательными аномалиями по Ba, Sr, P, Eu, Ti. Для всех пород характерно наличие отрицательной Ta-Nb аномалии (наименее выраженной для пород Хара-Сисского массива) свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. Отрицательные аномалии P, Ti связаны с фракционированием апатита и титанистых минералов, отрицательные аномалии по Ba, Sr связаны с фракционированием полевых шпатов. Тренды пород комплекса по характеру распределения сочетают в себе признаки как надсубдукционного, так и внутриплитного магматизма: с одной стороны, наличие отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о водонасыщенных надсубдукционных условиях магмагенерации, с другой стороны, высокие содержания литофильных и высокозарядных



**Рис. 107. Диаграммы для магматических образований сасыл-тиннахской вулcano-плутонической ассоциации.**

*а* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Taylor, McLennan, 1985]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 16 в DB\ДОПМ\Магматизм.

элементов, и наличие высокой отрицательной аномалии по Sr, Р и Ва, является признаком высоких кристаллизационных дифференциатов полевых шпатов.

Породы принадлежат к дацит-риолитовому формационному типу магматических пород зон континентальной коллизии и трахириолитовому формационному типу постколлизийного рифтогенеза [Короновский, 2011].

Относительный возраст ассоциации определяется тем, что эффузивы с несогласием залегают на тумусской толще барремского возраста и гранитоидах эликчанского комплекса, датированных барремом–аптом [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. Наличие в основании эффузивной толщи конгломератов и конглобрекций с обломками карбонатно-терригенных пород указывает на принадлежность эффузивов ассоциации к самому нижнему стратиграфическому положению среди вулканических структур альбского возраста. Сасылтиннахская толща перекрыта эффузивными образованиями джахтардарской свиты.

Абсолютный возраст вулкано-плутонической ассоциации определен U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» для пород восточной части Хара-Сисского массива и составляет  $111,2 \pm 1,3$  млн лет [ГК-200 R-54-XXIX, XXX, в издании]. С учетом геохронологических данных и по структурному положению эффузивных толщ, возраст ассоциации – начало альбского века.

**Джахтардахская вулкано-плутоническая ассоциация** объединяет джахтардарский вулканический комплекс трахибазальт-трахиандезитовый и джахтардарский плутонический комплекс монцонит-сиенитовый. Комплексы латерально и генетически тесно связаны между собой.

**Джахтардарский вулканический комплекс трахибазальт-трахиандезитовый** составляют джахтардахская свита (описана в разд. «Стратиграфия») и субвулканические образования. Магматические образования этого комплекса распространены в пределах хр. Эстериктях-Тас и Селеннях, в верхнем течении рек Хатынгнах и Эстериктях. Комплекс выделен В. Г. Ивановым при составлении Легенды Яно-Индибирской серии [Легенда Яно-Индибирской ... , 2002].

**Субвулканические образования** (*αK<sub>2</sub>O*) представлены телами среднего и основного состава умереннощелочного ряда, залегают среди эффузивов джахтардахской свиты, прорывают эффузивы сасылтиннахской толщи и более древние отложения.

Трахиандезиты на правом берегу р. Дяхтардах образуют субвулканические тела площадью от 1 до 10 км<sup>2</sup>, удлинненной в меридиональном направлении, или неправильно-изометричной в плане формы, сложенные массивными крупно- и гигантопорфировыми породами, а в приконтактных частях – легко разрушающимися лавобрекчиями. В бассейнах рек Эстериктях и Дяхтардах распространены также небольшие (до 1–1,5 км<sup>2</sup>) экструзии куполовидной или плитообразной формы, относящиеся к типу бескорневых куполов, сложенные трахиандезитами и характеризующиеся высокой степенью закалки поверхности тел [Бредюк и др., 1999ф]. Иногда в этих телах наблюдается зонально-концентрическое строение.

Трахиандезибазальты слагают небольшие по площади (до 1–2,5 км<sup>2</sup>) куполовидные или плитообразные субвулканические тела субширотной ориентировки в бассейнах рек Эстериктях и Дяхтардах [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Трахибазальты выполняют неправильно изометричное штокообразное тело, сложенное массивными крупнопорфировыми породами, а в приконтактовых частях – легко разрушающимися лавобрекчиями [Казакова, Данилов, 2017ф].

*Трахибазальты* – в субвулканических образованиях черные, темно-серые массивные порфировые породы с фенокристаллами (5–30 %) оливина, пироксена (авгита и титан-авгита), плагиоклаза (от  $An_{60-80}$  до  $An_{50-55}$ ), реже биотита, иногда гиперстена. Основная масса микролитовая, интерсертальная или толеитовая, до офитовой и пойкилоофитовой, сложенная микролитами плагиоклаза, мелкими зернами моноклинного пироксена и девитрифицированным стеклом и иногда содержащая калиевый полевой шпат и анальцим, а также единичные выделения бронзита. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом и сфеном. Иногда в породах наблюдаются редкие мелкие миндалины, выполненные карбонатом, хлоритом или халцедоном [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. Трахибазальты даек – миндалекаменные порфировые породы с гиалопилитовой, интерсертальной, долеритовой или микрогабброофитовой основной массой, иногда вариолитовой структурой, с крупными (до 1 см) вариолями плагиоклаза в долеритовой и микрогабброофитовой основной массе. Вкрапленники представлены лабрадором  $An_{68-70}$ , авгитом, реже оливином, ортопироксеном и биотитом, основная масса состоит из деанортитизированного плагиоклаза ( $An_{45}$ ), авгита, гиперстена, оливина и биотита, интерстиции выполнены девитрифицированным стеклом. Акцессорные минералы представлены ильменитом, магнетитом, апатитом, редко гранатом и цирконом, вторичные – карбонатом, серицитом, анальцимом, хлоритом [Пышко и др., 2002ф].

*Трахиандезибазальты* – темно-бурые, коричневые, темно-серые массивные порфировые породы, близкие по составу и структуре к трахиандезитам. Для них характерен более основной плагиоклаз ( $An_{32-50}$ ) и оливин во вкрапленниках в количестве 5–7 %. Основная масса микролитовая или пилотакситовая до толеитовой, состоит из микролитов плагиоклаза и девитрифицированного стекла, реже содержит мелкие зернышки клинопироксена и таблитчатые выделения калиевого полевого шпата [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Трахиандезиты* ( $\tau\alpha$ ) – коричневато-серые, коричневые до светло-коричневых массивные порфировые до гигантопорфировых, породы с фенокристаллами (от 10–20 до 30–40 %) плагиоклаза ( $An_{27-32}$  и  $An_{40}$ ) (10–15 %), биотита (10–15 %), санидина (5 %), клинопироксена (диоксида или авгита) (5 %), иногда оливина (0–5 %), в пилотакситовой, гиалопилитовой, реже трахитовой или микролитовой основной массе, сложенной микролитами плагиоклаза ( $An_{33-35}$ ), мелкими зернами пироксена, редкими выделениями калиевого полевого шпата и, в различной степени, девитрифицированным стеклом. Акцессорные минералы представлены апатитом и рудными минералами (магнетитом и ильменитом), часто тонкораспыленными в вулканическом стекле. Породы внешней части субвулканических тел не содержат пироксена, основная масса в них микрофельзитовая, гематитизированная и каолинизированная [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Андезибазальты* – серые, темно-серые массивные и плитчатые порфировые породы с микрозернистой до афанитовой основной массой. Мелкие

(до 2–5 мм) вкрапленники (30–35 %) представлены зональным плагиоклазом (от лабрадора  $An_{57}$  до андезина  $An_{30-34}$ ), пироксеном, карбонатизированным и хлоритизированным, и биотитом, замещенным хлоритом и рудным минералом. Структура основной массы микролитовая и интерсертальная [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

*Андезиты* ( $\alpha$ ) – серые, светло-серые, зеленовато-серые массивные и плитчатые порфиновые породы, близкие по составу к андезибазальтам, но отличающиеся от них меньшим содержанием вкрапленников темноцветных минералов и более раскристаллизованной основной массой с микропризматическискизернистой, участками микролитовой структурой [ГК-200 R-54-XXIX, XXX, в издании].

**Джахтардарский плутонический комплекс монцонит-сиенитовый** распространен среди вулканических образований джахтардарского вулканического комплекса, с которыми образует единую вулcano-плутоническую ассоциацию. В Легенде Яно-Индибирской серии был выделен джахтардарский комплекс монцонит-сиенит-щелочногранитовый (малых интрузий). Комплекс представлен малыми интрузивными телами и дайками.

**Малые интрузивные тела** ( $q\check{K}K_{dh}$ ) представлены небольшими (от 0,1–0,2 до 6,5 км<sup>2</sup>) штокообразными телами, сложенными кварцевыми сиенитами, монцонитами и сиенитами, связанными между собой постепенными переходами, прорывающие и метаморфизирующие палеозойские отложения и вулканические сасыл-тиннахской толщи и джахтардарской свиты [ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

Наиболее изученными являются массивы на правом берегу р. Дяхтардах – Малый и Большой Джахтардах (рис. 32, № 69, 70), площадью от 0,6 до 4 км<sup>2</sup> соответственно. Они имеют штокообразную форму с крутопадающими (75–80°) в сторону вмещающих пород контактами. Массив Большой Джахтардах сложен в основном кварцевыми сиенитами, в узкой периферической части – монцонитами, образующими вместе с контактово-метаморфизованными вмещающими породами кольцевую гряду, окаймляющую более эродированную центральную часть интрузии. Массив Малый Джахтардах сложен преимущественно монцонитами, образующими в экзоконтактах апофизы мощностью до 50 м и протяженностью до 200 м, параллельные линии контакта [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

Хатыннахский массив (рис. 32, № 81) площадью около 6,5 км<sup>2</sup> представляет собой штокообразное тело изометричной в плане формы, с пологим падением контактов под вмещающие породы ордовика, силура и девона. Он сложен порфировидными кварцевыми сиенитами и сиенитами, связанными постепенными переходами. В западном эндоконтакте массива распространены мелкозернистые породы, близкие по составу к монцонитам и монцодиоритам, в восточной – мелкозернистые порфиновые сиениты [Казакова, Данилов, 2017ф].

Небольшое тело в западной части Хара-Сисского массива имеет площадь около 0,1 км<sup>2</sup>, прорывает умереннощелочные граниты и вулканические сасыл-тиннахской вулcano-плутонической ассоциации и силурийские породы ухватской свиты, сложено кварцевыми сиенитами [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

**Дайки** ( $\alpha, \mu, \xi, \beta, \tau\beta, \alpha\beta, \alpha, \alpha\beta, \chi, \delta\pi, \alpha\xi, \text{EvK}, dh$ ) кварцевых монцонитов и андезитов прорывают гранодиориты северной части Махастырского массива, имеют северо-восточную ориентировку, мощность 1–2 м и протяженность до 100 м. Дайка монцонитов прорывает мохоройскую свиту в районе пос. Депутатский. Дайки кварцевых сиенитов и сиенитов распространены в верхнем течении р. Хатынгнах, где они прорывают вулканы джахтардарской свиты, имеют субширотную или северо-западную ориентировку, мощность от 1–5 до 10–15 м, протяженность – от 50–100 до 500 м [ГК-200 R-54-XXIX, XXX, в издании; Малышева, Афанасьева, 2019ф]. Дайки трахидолеритов, трахибазальтов, трахиандезитов, андезитов, базальтов, долеритов и андезибазальтов распространены в пределах Селенняхского хребта, в верхнем течении рек Хатынгнах и Эстериктях мощностью до 1,5–2 м и протяженностью до 1 км (в Такалканском массиве мощностью 1–15 м при протяженности до 5–6 км). Дайки лампрофиров распространены широко, прорывают в основном терригенные породы юры и триаса. Диорит-порфиры распространены на севере территории, прорывают юрскую святоносскую свиту.

*Кварцевые сиениты* ( $\alpha\xi$ ) – серые и светло-серые шпирово-такситовые, иногда порфиробластовые порфиновые породы с мелкозернистой аллотриоморфнозернистой, пойкилитовой, пегматитовой, реже гипидиоморфнозернистой основной массой, сложенные плагиоклазом ( $\text{An}_{18-28}-\text{An}_{50}$ ) (15–20%), санидином (40–50%), кварцем (от 5–10 до 15–20%), биотитом (5–10%), пироксеном (до 5%) и амфиболом (до 5%). Порфиновые выделения образованы ортоклазом, плагиоклазом и темноцветными минералами (пироксеном и роговой обманкой), почти нацело замещенными хлоритом, актинолитом и биотитом [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. Комплекс аксессуарных минералов представлен магнетитом, ильменитом, цирконом, F- и Cl-апатитом, пиропальмандином, турмалином, сфеном, ортитом, монацитом, рудные – пиритом, пирротинном, халькопиритом, антимонитом и галенитом [Трунилина и др., 1999; Трунилина и др., 1996ф; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Сиениты* Хатынгнахского массива неравномернозернистые, крупнозернистые породы с гипидиоморфнозернистой, участками пойкилитовой структурой, образованной крупными (до 10 мм) ксеноморфными выделениями калиевого полевого шпата (50%) с включениями более ранних плагиоклаза (15%), биотита (5–10%) и моноклинового пироксена (5–10%), по которому развивается амфибол (5%). Ранние минералы образуют скопления в мегакристаллах калиевого полевого шпата. Аксессуарные минералы представлены апатитом, магнетитом, сфеном, цирконом, ксенотимом. Сиениты даек – светло-серые, зеленовато-серые тонкозернистые порфиновые породы с вкрапленниками (от 10 до 30%) плагиоклаза, биотита, моноклинового пироксена и калиевого полевого шпата. Основная масса с гипидиоморфнозернистой или ортофиновой структурой сложена преимущественно калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, в ней присутствуют моноклиновый пироксен, биотит и кварц [ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

*Монцониты* ( $\mu$ ) – темно-серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые, иногда порфиробластовые породы с гипидиоморфнозернистой или монцонитовой, участками пегматитовой структурой, сложенные плагиоклазом ( $\text{An}_{30-48}-\text{An}_{50-65}$ ) (25–30%), санидином (35–45%), биотитом (5–10%) и авги-

том (5–6%), реже – кварцем (5–7%) и роговой обманкой. Калиевый полевой шпат выполняет интерстиции между зернами плагиоклаза и темноцветных минералов, а также образует порфиры и микро-пегматитовые сростания с кварцем [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Базальты* ( $\beta$ ) – бурые, иногда осветленные породы с миндалекаменной текстурой. Структура пород микролитовая с содержанием стекла на фоне раскристаллизованной основной массы – до 10–15%. Редкие вкрапленники представлены призматическими кристаллами (0,5–0,8 мм) несдвойникового плагиоклаза со слабо выраженной зональностью. Основная масса состоит из длиннопризматических выделений плагиоклаза, слабо раскристаллизованного кварцевого агрегата и полностью замещенного хлоритом темноцветного минерала, который иногда присутствует во вкрапленниках наряду с карбонатизированным плагиоклазом. Постмагматическая группа минералов представлена кальцитом, эпидотом, сфеном, гематитом и каолином. Акцессорные минералы – апатит, гранат, турмалин, муассонит, шпинель, пирит, халькопирит, шеелит. В породе отмечено повышенное содержание хрома (0,02%) и меди (0,05%), а в кварцевых прожилках в самих дайках – золото (до 0,3 г/т) [ГК R-53, 2020].

*Долериты* ( $\beta$ ) – темно-серые до черных мелкозернистые порфировые породы с офитовой, участками призматическoзернистой структурой основной массы, различающиеся преимущественно по химическому составу. Они состоят из лейст плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены уралитовой роговой обманкой, редко – хлоритизированным стеклом и скоплениями рудного минерала. В наименее измененных разностях плагиоклаз по составу отвечает лабрадору  $An_{65-70}$  или андезин-лабрадору № 45–50, пироксен представлен авгитом. В породах также иногда присутствует биотит (до 10%) и, редко, анальцит и калиевый полевой шпат (до 5%). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Габбродолериты* отличаются более крупнозернистой структурой с размером зерен до 3–4 мм и более и габброофитовой и пойкилитовой структурой.

*Трахидолериты* ( $t\beta$ ) – массивные или такситовые, темно-серые, зеленоватые, до темно-зеленых и черных тонкозернистые порфировые породы. Вкрапленники (5–20%) представлены плагиоклазом, клинопироксеном и оливином, нередко образующими гломеросростки. Основная масса долеритовая, офитовая, микрогабброофитовая, участками гиалопилитовая и пилотакситовая состоит из плагиоклаза (55–57%), оливина (3–5%), биотита (7–8%) и небольшого количества калишпата. Аксессуары представлены магнетитом, ильменитом, апатитом, сульфидами. Вторичные минералы – хлоритом, идингситом, карбонатом, серицитом, минералами группы эпидота, соссюритом. Плагиоклаз вкрапленников представлен толстотаблитчатыми кристаллами битовнита и лабрадора ( $An_{62-80}$ ), в основной массе представлен лабрадором  $An_{61-55}$  с каймой олигоклаза ( $An_{20-24}$ ). Оливин и пироксен хлоритизированы или замещены агрегатом карбоната, хлорита, серпентина и гидрохлоридов железа. В слабо измененных разностях пироксен представлен уралитизированным пижонитом, в единичных случаях [Сотников, 1996ф] диагностируется и ортопироксен. Калишпат представлен ортоклазом [Пышко и др., 2002ф].



*Трахиандезибазальты* ( $\tau\alpha\beta$ ) характеризуются порфировой структурой с интерсертальной структурой основной массы. Мелкие вкрапленники плагиоклаза беспорядочно распределены в основной массе, состоящей из лейст плагиоклаза № 45–55, биотита и хлорит-карбонатного агрегата с реликтами авгита и ортопироксена. Вторичные минералы могут составлять до 50 % породы [Пышко и др., 2002ф].

*Андезиты* ( $\alpha$ ) серые, мелкозернистые, афировые. Гипидиоморфнозернистая, офитовая, оксиофитовая структуры. Основная масса состоит из микролитов идиоморфного длиннопризматического плагиоклаза размером до 0,8 мм, сильно сосюритизированного с обильными выделениями кальцита. Биотит заполняет интерстиции между плагиоклазом, практически полностью хлоритизирован. Кварц заполняет интерстиции между плагиоклазом и хлоритизированным биотитом. Минеральный состав (%): плагиоклаз 70, биотит 20, кварц 10. Акцессорные минералы – циркон, апатит (R-54/R-54\_DB/ФАКТ/ВПД/DB/ R54\_DB\_BPM.mdb, таблица TBL\_AN\_SHLIF-Шлиф 7-552).

*Трахиандезиты* ( $\tau\alpha$ ) – темно-серые, зеленовато-серые тонкозернистые порфировые породы с флюидальной текстурой. Основная масса гиалопилитовая, пилотакситовая и микролитовая, вкрапленники (5–30 % объема породы) представлены плагиоклазом (№ 40–45), биотитом и псевдоморфозами хлорита и карбоната по пироксену, амфиболу и оливину(?). Основная масса сложена стеклом с микролитами плагиоклаза № 33–35, клинопироксена и единичными зернами калишпата и кварца. В более раскристаллизованных разностях в микропризматическизернистой основной массе в интерстициях между выделениями плагиоклаза, амфибола и хлоритизированного биотита присутствует калишпат. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, ильменитом, редко гранатом и сульфидами, вторичные – хлоритом, карбонатом, серицитом и лейкоксеном [Пышко и др., 2002ф].

*Лампрофиры* ( $\chi$ ) – наиболее разнообразные по составу породы, среди которых выделяются разновидности габброидного, диоритового и монцонитового рядов [Соловьев и др., 1993ф]. Все разновидности характеризуются ясно выраженной лампрофировой структурой с порфировыми выделениями пироксена и биотита. Породы сложены таблитчатыми зернами зонального плагиоклаза с составом от лабрадора до битовнита в габброидных до олигоклазандезина в монцонитовых разностях. Калишпат представлен ортоклазом и насыщен длинногольчатými выделениями апатита. Пироксен по составу отвечает авгиту, в плагиоклазовых разностях также присутствует ортопироксен. Амфибол представлен бледно-зеленой роговой обманкой. Для биотитов характерна темно-малиновая окраска и точечная вкрапленность рудного минерала. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, ильменитом и единичными зернами граната, циркона и сульфидов.

В дайках, прорывающих Такалканский массив, по минеральному составу среди лампрофиров выделены спессартиты, мончикиты, камптониты и керсантиты [Князев, 1999ф].

*Спессартиты* представляют собой зеленовато-серую массивную мелкокристаллическую порфировую породу с призматическизернистой структурой плагиоклаз-амфиболовой основной массы. Порфировые выделения составляют 5–10 %, представлены амфиболом и моноклинным пироксеном размером до 1 мм, иногда их сростками или только амфиболом. Порода сложена

плагиоклазом № 35–65 (50–60%), амфиболом (30–35%), кварцем (1–5%), встречаются калишпат, биотит (1–2%), ксенокристаллы кварца размером до 1,5 мм с каемками карбонатного, карбонатно-хлоритового состава шириной 0,05 мм. Акцессорные минералы представлены апатитом, ильменитом, магнетитом, сфеном, цирконом. Постмагматические изменения выражены в деанортитизации и серицитизации плагиоклаза, развитии хлорита и карбоната по темноцветным минералам до полного их замещения [ГК R-53, 2020].

*Керсантиты* характеризуются порфиroidной структурой с гипидиоморфнозернистой и призматическизернистой структурой основной массы. Вкрапленники представлены биотитом и единичными выделениями плагиоклаза (№ 50–70). Основная масса сложена андезином № 35–37 (50–60%), биотитом (20–30%, до 40%), ксеноморфным калишпатом (5–10%), редко – кварцем (2–3%).

*Камптониты* характеризуются панидиоморфнозернистой, реже офитовой структурами. Сложены плагиоклазом № 40–48 (35–40%), роговой обманкой (30–34%), пироксеном (15–20%), калишпатом (8–13%) и анальцимом (1–3%). Роговая обманка по оптическим свойствам отвечает керсутиту, пироксены представлены титан-авгитом и гиперстеном, калишпат по составу соответствует микроклину. Анальцим, кроме зерен интерстиционного габитуса, замещает плагиоклаз.

*Мончикиты* – порфиroidные породы с вкрапленниками (15–25% объема породы) титан-авгита, замещенного хлоритом, кальцитом и эпидотом, серпентинизированного оливина, бурого щелочного амфибола (керсутит?) и единичными выделениями битовнита  $An_{70-80}$ . Основная масса мелкозернистая с микроофитовой или панидиоморфнозернистой структурой сложена мелкими кристалликами пироксена и биотита в стекловатом слабо раскристаллизованном агрегате (основное стекло?). В промежутках между индивидами пироксена наблюдается анальцим. Минеральный состав породы (масс. %): пироксен 30–40, биотит 20–25, амфибол 5–10, оливин 6–7, плагиоклаз 5–10, анальцим 5–8.

Породы в значительной степени подвержены вторичным изменениям – развитием эпидот-серпентин-хлоритовых псевдоморфоз по пироксенам; талька, серпентина, карбоната по оливину; хлорита, серицита, карбоната и анальцима по полевым шпатам и хлорита по биотиту [Пышко и др., 2002ф].

*Диорит-порфириты* ( $\delta\pi$ ) – зеленовато-серые порфиroidные породы с мелкозернистой скрытокристаллической основной массой. По составу темноцветных минералов выделяются роговообманковые и пироксен-роговообманковые разности. Первая разность характеризуется гломеропорфиroidной структурой с микропйкилитовой до гипидиоморфнозернистой основной массой, состоящей из плагиоклаза  $An_{55-60}$  с примесью кварца. Вкрапленники размером 1–4 мм представлены базальтической роговой обманкой и плагиоклазом  $An_{60}$ . В пироксен-роговообманковых разностях основная масса имеет гипидиоморфнозернистую до микроаллотриоморфнозернистую структуру и состоит из плагиоклаза  $An_{45-55}$ , кварца, биотита и, редко, калиевого полевого шпата. Вкрапленники образованы плагиоклазом, роговой обманкой, моноклиным и, реже, ромбическим пироксеном. Средний минеральный состав порфиритов (%): плагиоклаз 55–70, роговая обманка 15–25, пироксены до 25 и кварц до 5 [ГК R-54-XXI, XXII, 1979].

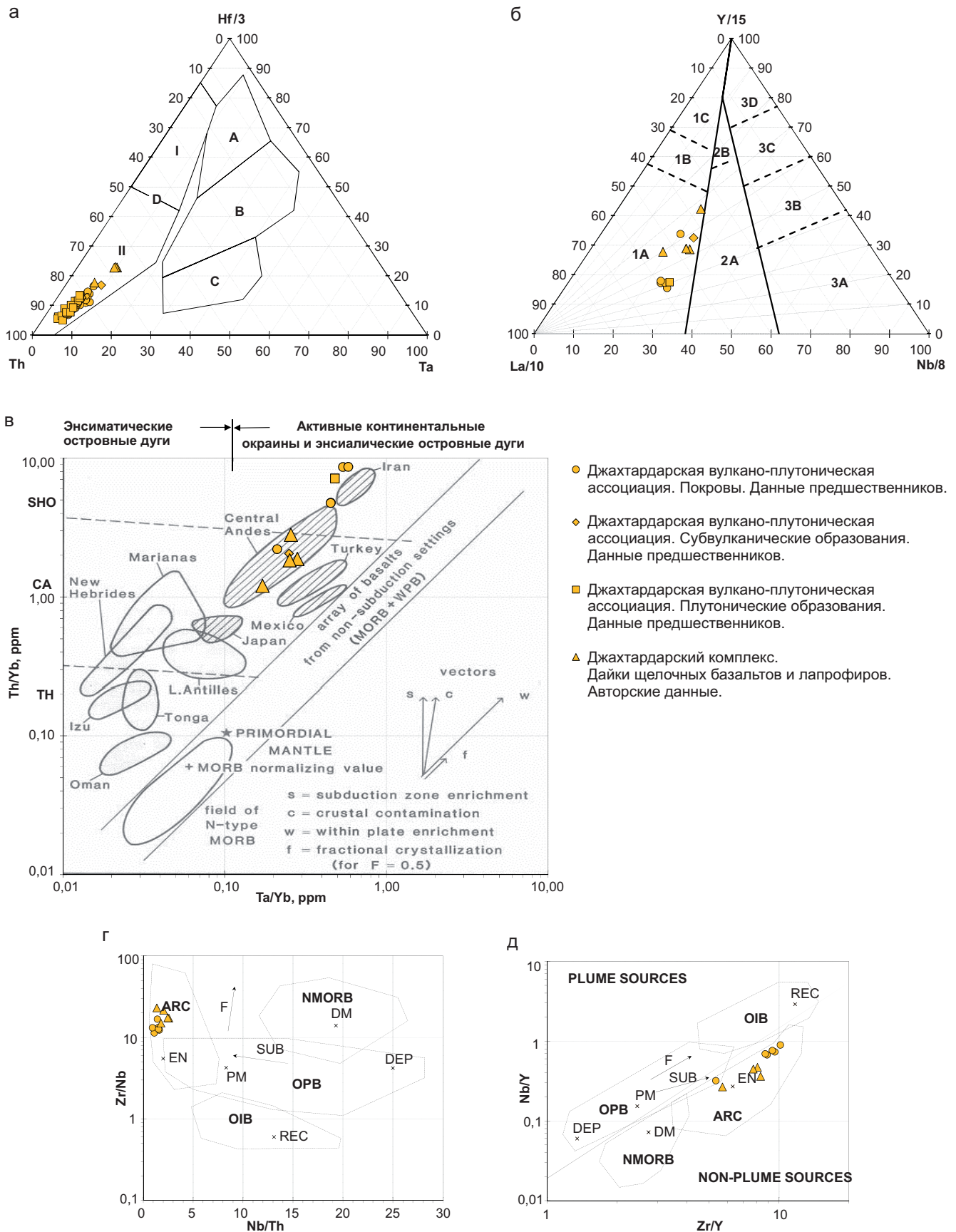
*Щелочные габбро (Ev)* – массивные темно-серые тонкозернистые породы с порфиroidной гипидиоморфнозернистой структурой, сложенные плагиоклазом (40–45%), амфиболом (до 35%), клинопироксеном (до 15%), анальцитом (1–3%), магнетитом (2–3%), а также карбонатом, хлоритом, мусковитом и другими продуктами замещения цветных минералов. Плагиоклаз представлен тонкопластинчатым андезином. Амфибол образует короткопризматические выделения с плеохроизмом в буровато- и красно-коричневых тонах и, по-видимому, соответствует баркевикиту. Пироксен представлен двумя генерациями: авгитом порфиroidных выделений, наиболее интенсивно замещенным карбонатом, мусковитом и хлоритом, и ксеноморфным по отношению к нему титанавгитом. В виде единичных порфиroidных выделений и зерен интерстиционного габитуса в основной массе в породе присутствует анальцит. Встречаются менее раскристаллизованные породы, щелочные габбродолериты – массивные равномернозернистые породы с габбро-офитовой структурой, сложенные плагиоклазом (47,7–50,3%), клинопироксеном (21,9–32,9%), оливином (от 5,5 до 15,3%), калишпатом (1,9–7,2%), ортопироксеном (до 3,5%), биотитом (2,3–7,3%), амфиболом (до 1,2%), рудным минералом (1,2%), хлоритом (0,7–4,6%) и карбонатом (до 0,2%) [Соловьев и др., 1993ф]. Из аксессуаров установлен апатит [Пышко и др., 2002ф].

*Щелочные базальты* – темно-серые, почти черные мелкозернистые массивные, иногда миндалекаменные породы, сложенные плагиоклазом  $An_{47-70}$  (55%), моноклинным пироксеном (33%), оливином (5%), биотитом (5%), кварцем (до 2%). Аксессуары минералы представлены магнетитом, ильменитом, апатитом.

Постмагматические преобразования в породах выражены пелитизацией калиевого полевого шпата, амфиболлизацией и карбонатизацией пироксена, хлоритизацией биотита, серицитизацией и пелитизацией плагиоклаза [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

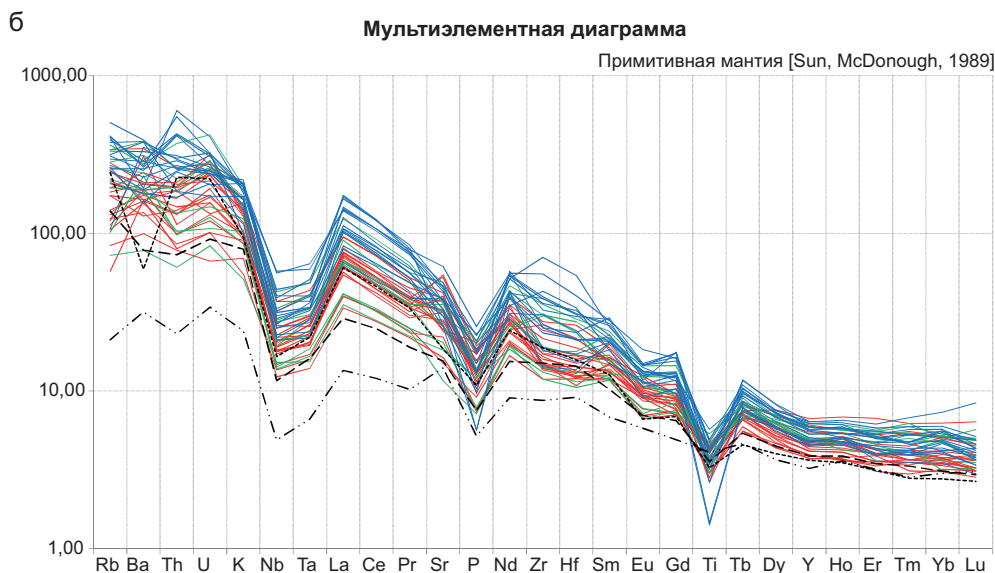
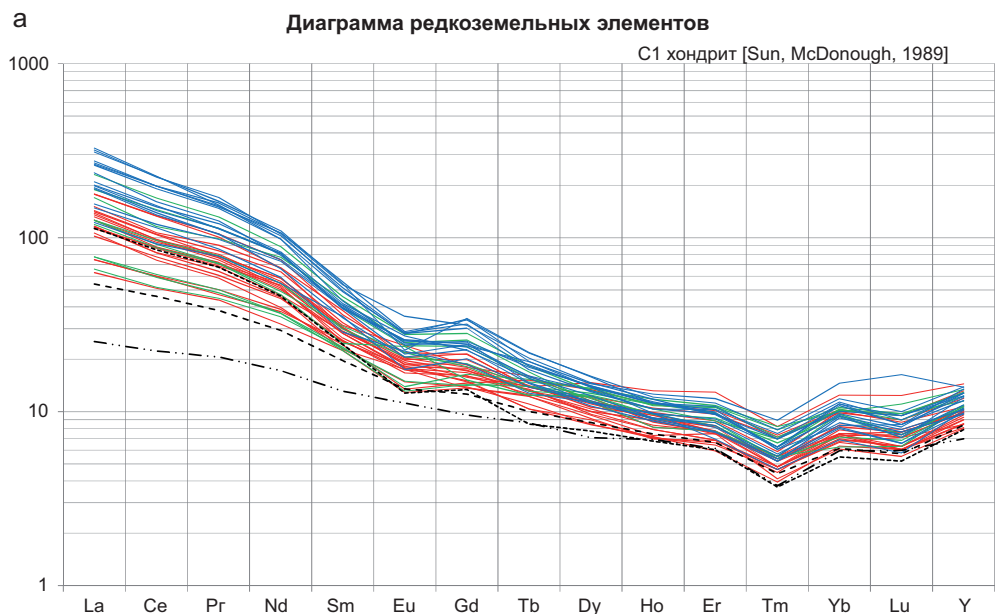
Вблизи даек комплекса контактовые изменения во вмещающих породах выражены узкими (0,5–1 м) зонами уплотнения пород с новообразованиями серицита, хлорита, кордиерита, сульфидов, биотита, кварца и карбонатов, редко – плагиоклаза и амфибола [Данилов и др., 2016ф]. В гранитоидах изменения дайками проявляются в отдельных случаях и выражаются пелитизацией калишпатов, замещением биотита магнетитом и эпидотом и бластезом кварца [Пышко и др., 2002ф].

По химическому составу эффузивные породы вулcano-плутонической ассоциации на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля от трахибазальтов до трахидацитов, интрузивные породы – от монцогаббродиоритов до сиенитов и граносиенитов. Породы ассоциации преимущественно умеренной щелочности, реже встречаются нормальной щелочности (рис. 102), все породы являются высококалийевыми, по типу щелочности все породы комплекса преимущественно относятся к калиевым (рис. 103, а, б). Породы высокоглиноземистые и весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземности  $aI'$  от 0,9 до 6,7,  $Kf = 38,3-94,9$ . Степень окисленности железа имеет большие вариации  $F = 0,1-0,9$  и, вероятно, связано с эпигенетическими изменениями. Содержания  $Na_2O = 1,8-4,2\%$ ,  $K_2O = 1,3-7,7\%$ , общей щелочностью 3,8–10,5% с преобладанием  $K_2O$ ,  $MgO = 0,3-6,9\%$ ,  $TiO_2 = 0,3-2,1\%$ ,



**Рис. 108. Дискриминационные диаграммы для базальтоидов магматических образований джхаттардарской вулканоплутонической ассоциации.**

**а** – Дискриминационная диаграмма с использованием содержаний редких и редкоземельных элементов для базальтов Т – Hf/3 – Та; поля: А – N-тип MORB; В – E-тип MORB и WPT (внутриплитные толеиты); С – WPAB (внутриплитные щелочные базальты); D – VAB (базальты вулканических дуг); D-I – IAT (толеиты островных дуг), D-II – CAB (известково-щелочные базальты) [Wood, 1980]; **б** – дискриминационная диаграмма La-Y-Nb для базальтов: 1 – базальты вулканических дуг (1А – известково-щелочные базальты; 1С – островодужные толеиты; 1В – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты (2А – континентальные базальты; 2В – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3А – щелочные базальты внутриконтинентальных рифтов; 3В, 3С – E-тип MORB; 3В – обогащенные; 3С – слабо обогащенные; 3D – N-тип MORB [Cabanis, Lecolle, 1989]; **в** – дискриминационная диаграмма Th/Yb – Ta/Yb для базальтов различных геодинамических обстановок. Векторы показывают влияние следующих факторов: внутриплитного обогащения литофильными элементами (w), коровой контаминации (c), фракционной кристаллизации (f). [Pearse, 1983]; **г, д** – диаграммы, показывающие состав мантии и ее компонентов, составы базальтов из различных геодинамических условий: Nb/Th–Zr/Nb (**г**) и Zr/Y–Nb/Y (**д**). Стрелки указывают на эффекты частичного плавления (F) и субдукции (SUB). OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов. NMORB – нормальные базальты океанических хребтов, ARC – вулканические дуги. DEP – сильно деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, REC – переработанный мантийный компонент, DM – слабо деплетированная мантия, EN – обогащенный мантийный компонент [Condie, 2005]. Данные взяты из табл. 2, 3 в DB/DOPM/Магматизм.



- Джахтардарская вулcano-плутоническая ассоциация. Покровы. Данные предшественников.
- Джахтардарская вулcano-плутоническая ассоциация. Субвулканические образования. Данные предшественников.
- Джахтардарская вулcano-плутоническая ассоциация. Плутонические образования. Данные предшественников.
- Среднеэоцен-олигоценовые вулканыты. Западнокамчатский сегмент Западнокамчатско-Корякского вулканогенного пояса. Высокая степень фракционирования, Rb = 77–123 ppm [Федоров, 2011]
- - - Среднеэоцен-олигоценовые вулканыты. Западнокамчатский сегмент Западнокамчатско-Корякского вулканогенного пояса. Низкая степень фракционирования, Rb = 7–18 ppm [Федоров, 2011]
- Трахиандезиты. Эльбрус. Высокие дифференциаты Rb = 154 ppm [Bindeman etc., 2021]

**Рис. 109. Диаграммы для магматических образований джахтардарской вулcano-плутонической ассоциации.**

*a* – диаграмма спектра редкоземельных элементов, данные нормированы на C1 хондрит [Sun, McDonough, 1989]; *б* – мультиэлементная диаграмма, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989]. Данные взяты из табл. 17 в DB\ДОПМ\Магматизм.

CaO = 1,3–11,3%, повышенные содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> до 0,9%. На петрохимической диаграмме (Na + K)/Ca – As породы образуют умереннощелочную и известково-щелочную серии (рис. 103, в). По нормативному составу основные породы ассоциации преимущественно гиперстен-нормативные, реже гиперстен-оливин-нормативные с содержанием нормативного оливина ol = 2–9% (данные взяты из табл. 17 в DB\ДОПМ\Магматизм).

Данные микроэлементного анализа основных и средних пород ассоциации, нанесенные на тройные дискриминационные диаграммы, по содержаниям Th-Hf-Ta являются островодужными известково-щелочными базальтами (рис. 108, а). На дискриминационной диаграмме La-Y-Nb для базальтов долериты комплекса и вулканиты свит попадают в поле известково-щелочных базальтов вулканических дуг (рис. 108, б). Породы комплекса по Th/Yb и Ta/Yb отношениям являются известково-щелочными надсубдукционными образованиями энсиалических вулканических дуг и континентальных окраин (рис. 108, в).

На диаграмме редкоземельных элементов спектры распределения пород ассоциации имеют положительный наклон, породы сильно обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых (La/Yb = 8,93–49,58). Тренд распределения выполаживается к тяжелым РЗЭ (La/Sm = 4,45–12,01; Gd/Yb = 1,59–5,09). Породы сильно обогащены РЗЭ, общая сумма редких земель ΣREE = 115,15–495,24 ppm выше, чем у EMORB (ΣREE = 71,09 ppm [Sun, McDonough, 1989]), выше общей суммы редких земель среднеэоцен-олигоценых базальтоидов Западной Камчатки (ΣREE = 73,15–155,74 ppm [Федоров и др., 2011]) и сопоставимы с трахиандезитами Эльбруса (ΣREE = 200 ppm [Bindeman etc., 2021]). Распределение вулканитов ассоциации имеет очень слабую отрицательную европиевую аномалию либо ее отсутствие (Eu/Eu\* = 0,71–1,00). Для пород субвулканических и плутонических тел характерны более выраженные отрицательные аномалии по европию, реже встречаются положительные аномалии (Eu/Eu\* = 0,52–1,22), по всей видимости, это связано с тем, что в плутонических породах процессы кристаллизационной дифференциации плагиоклаза проявлены сильнее, чем в вулканических (рис. 109, а).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 109, б) тренды распределения элементов пород ассоциации имеют равномерное обогащение элементами по степени их некогерентности и сильно обогащены крупноионными литофильными и высокозарядными элементами. Наличие отрицательной аномалий по Ti и P отражают поведение титанистых минеральных фаз в расплаве и аппатита. Наличие характерной отрицательной Ta-Nb аномалии свидетельствует о надсубдукционных условиях образования пород. Для сравнения на диаграммы были нанесены составы трахиандезитов Эльбруса, в целом тренды сопоставимы и имеют те же характерные черты ([Bindeman etc., 2021], информация взята из базы данных GEOROC).

Андезибазальты и андезиты ассоциации высокоглиноземистые Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 14,8–18,2, имеют высокие содержания стронция до 1150 ppm при высоких содержаниях крупноионных литофильных элементов, имеют высокие отношения Sr/Y = 15–66, La/Yb = 8,93–49,58 при низких отношениях Nb/La = 0,23–0,35, и по этим признакам сопоставимы с адакитами Тихоокеанского кольца Бергаль-Кувикас [Авдейко и др., 2011; Авдейко, Бергаль-Кувикас, 2015].

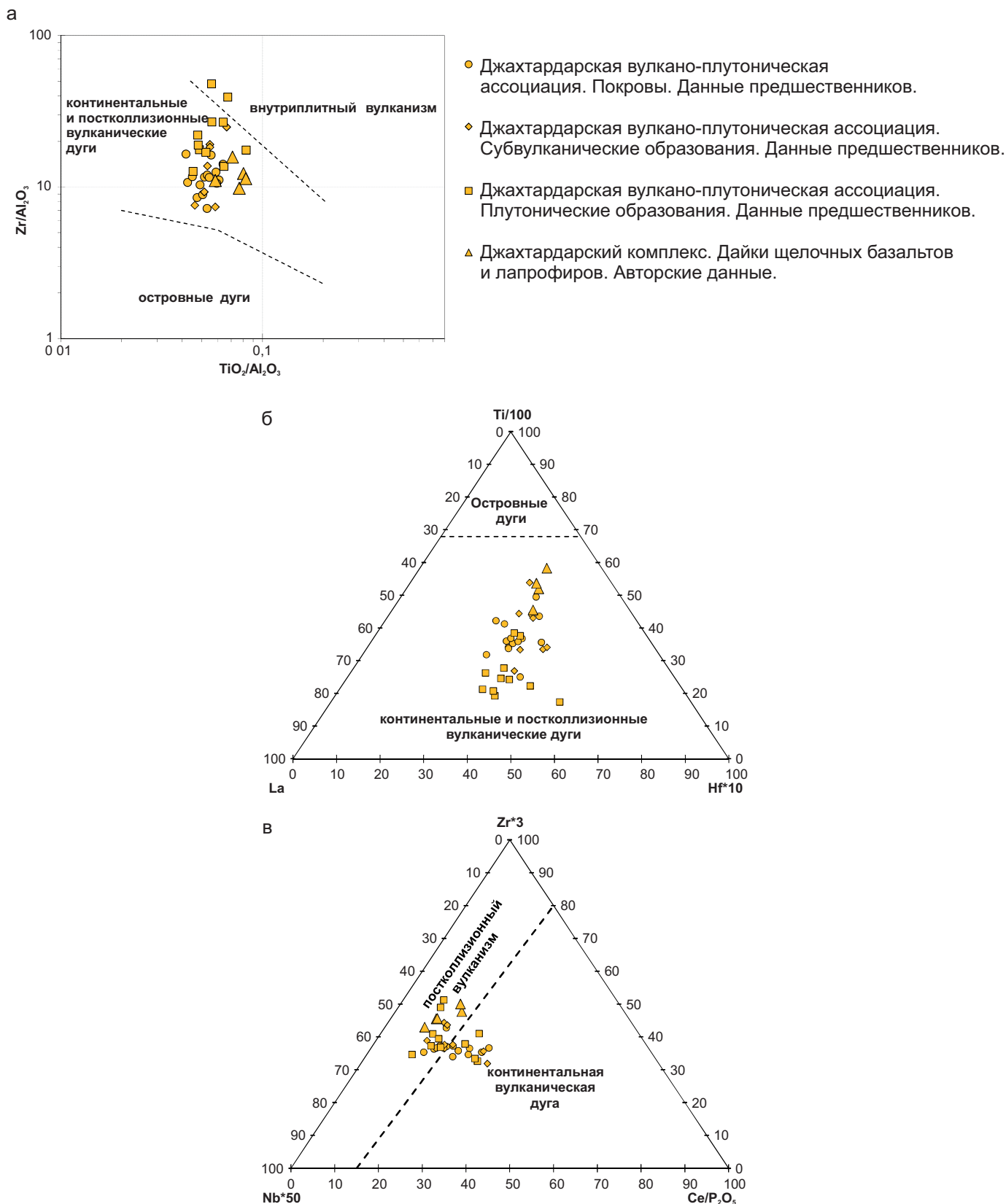
Отличительными особенностями пород являются очень высокие содержания крупноионных литофильных и высокозарядных элементов  $Rb = 36,5\text{--}216$  ppm,  $Ba = 696\text{--}2150$  ppm,  $Zr = 116\text{--}294$  ppm,  $\Sigma REE = 115,15\text{--}495,24$  ppm, повышенной щелочностью  $Na_2O = 2,2\text{--}4,2\%$ ,  $K_2O = 1,7\text{--}6,3\%$ , а также совсем не характерному для адакитов калиевым типом щелочности (при содержании в адакитах Камчатки  $Rb = 19,2\text{--}35$  ppm,  $Ba = 363\text{--}599$  ppm,  $Zr = 15,8\text{--}149$  ppm,  $Na_2O = 3,3\text{--}6,0\%$ ,  $K_2O = 1,0\text{--}2,2\%$  [Авдейко, Бергаль-Кувикас, 2015]). На основании этих данных можно сделать вывод о том, что у вулканитов ассоциации присутствует источник адакитовых магм, но при этом имеются отличительные признаки, свидетельствующие о наличии и других источников.

Анализ пород ассоциации по схеме, предложенной Д. Мюллером [Muller *et al.*, 1992], для разделения вулканических пород калиевого ряда показал, что магматические образования ассоциации с содержанием  $SiO_2 < 62\%$  по отношению  $Zr/Al_2O_3\text{--}TiO_2/Al_2O_3$  принадлежат к континентальным и постколлизийным вулканическим дугам, что также подтверждается  $La\text{--}Ti/100\text{--}Hf \times 10$  отношением, по отношению  $Zr \times 3\text{--}Ce/P\text{--}Nb \times 50$  на дискриминационной диаграмме составы пород попадают в поле постколлизийного вулканизма и, частично, в поле континентальных вулканических дуг (рис. 110).

Магматические породы ассоциации сильно обогащены  $Zr = 116\text{--}788$  ppm и  $Hf = 2,7\text{--}16,7$  ppm, что приближает их к внутриплитным образованиям. Н. В. Короновским при исследовании базальтов Кавказа [Короновский, Демина, 2004; Короновский, Демина, 2011] был выделен особый тип существенно обогащенных Zr, образовавшихся при процессах континентальной коллизии, вследствие чего были дополнены общеизвестные дискриминационные диаграммы  $Zr\text{--}Ti$ ,  $Zr\text{--}Zr/Y$ ,  $Zr\text{--}Ti/100\text{--}Y \times 3$  [Pearce, Cann, 1973; Pearce, Norry, 1979]. При исследовании магматических образований ассоциации, вследствие малой распространенности базальтов и отсутствия данных по ним, были использованы породы максимально приближенных к составу базальта с содержанием  $SiO_2 < 56\%$ . По  $Zr\text{--}Ti$  отношению породы частично попадают в поле зон континентальной коллизии, отличаясь меньшим содержанием Ti, скорее всего это связано с тем, что для исследований были взяты породы не базальтового состава. По  $Zr\text{--}Zr/Y$  и  $Zr\text{--}Ti/100\text{--}Y \times 3$  отношениям породы ассоциации большей частью попадают в поле континентальной коллизии. По отношениям  $Nb/Th\text{--}Zr/Nb$  и  $Zr/Y\text{--}Nb/Y$  вулканические породы ассоциации являются вулканодужными надсубдукционными образованиями из обогащенной мантии (рис. 111).

Породы вулканоплутонической ассоциации несут в себе признаки надсубдукционного и внутриплитного магматизма, также их высокая глиноземистость говорит о вовлечении корового субстрата при их образовании. Породы по геохимическому составу сопоставимы с вулканитами Кавказа [Короновский, Демина, 2004; Короновский, Демина, 2011].

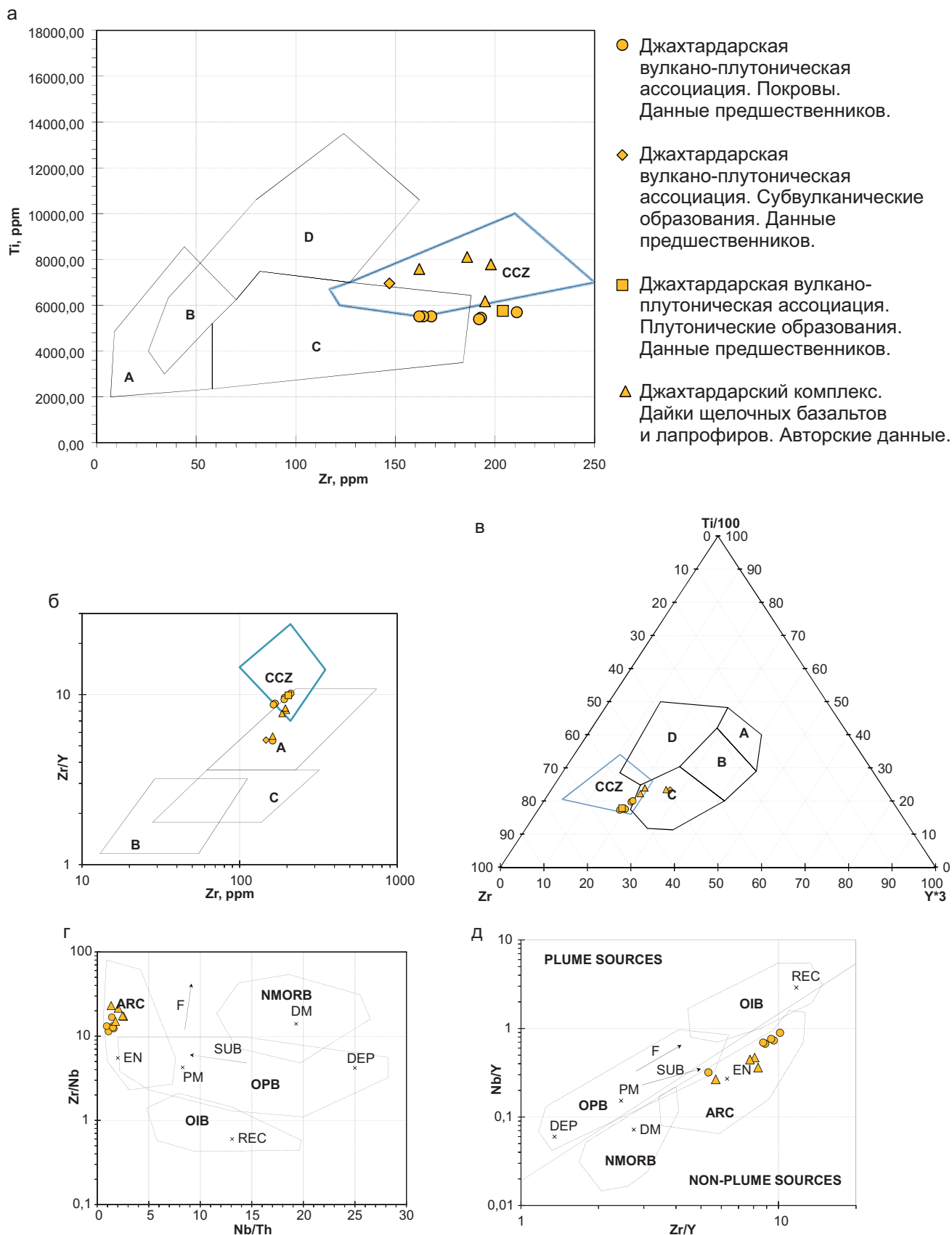
По результатам сопоставления секущих даек с вулканитами Джаяхтардахской ассоциации комплекса было установлено [Трунилина и др., 1988, 1992, 1996], что при общем антидромном ходе эволюции расплава от ранних производных к поздним происходит углубление очага магмаобразования. Для монцитонитов и лампрофиров диоритового ряда глубина заложения магматического очага оценивается в 33–36 км, щелочных габброидов и лампрофи-



**Рис. 110. Дискриминационные диаграммы для вулканитов калиевого ряда [Muller etc., 1992] для магматических образования джахтардарской ассоциации.**

*a* – дискриминационная диаграмма  $TiO_2/Al_2O_3 - Zr/Al_2O_3$  для разделения вулканических пород островных дуг, континентальных и постколлизийных вулканических дуг, вулканитов внутриплитного магматизма; *б* – дискриминационная диаграмма с использованием содержаний главных, редких и редкоземельных элементов для разделения вулканических пород островных дуг и континентальных, коллизийных вулканических дуг  $TiO_2/100 - Hf \times 10 - La$ ; *в* – дискриминационная диаграмма с использованием содержаний главных и редких элементов для разделения пород коллизии и континентальных вулканических дуг  $Zr \times 3 - Ce/P - Nb \times 50$ . Данные взяты из табл. 17, 20 в DB\DOPM\Магматизм.





**Рис. 111. Дискриминационные диаграммы для магматических образований джаятардарской ассоциации [Muller etc., 1992].**

На диаграммах а, б, в: CCZ – базальты зон континентальной коллизии [Короновский, Демина, 2004]; а – дискриминационная диаграмма Zr-Ti A, B – низкокальцевые толеиты, B, D – базальты океанического дна, A, C – известково-щелочные базальты [Pearce, Cann, 1973]; б – дискриминационная диаграмма Zr-Zr/Y, A – внутриплитные базальты, B – базальты островных дуг, C – базальты срединно-океанических хребтов [Pearce, Norry, 1979]; в – дискриминационная диаграмма Zr-Ti/100-Y\*3, B – низкокальцевые толеиты, B, C – известково-щелочные базальты, B – базальты океанического дна, D – внутриплитные базальты [Pearce, Cann, 1973]; г, д – диаграммы, показывающие состав мантии и ее компонентов, составы базальтов из различных геодинамических условий. Nb/Th-Zr/Nb (г) и Zr/Y-Nb/Y (д). Стрелки указывают на эффекты частичного плавления (F) и субдукции (SUB). OPB – базальты океанических плато, OIB – базальты океанических островов. NMORB – нормальные базальты океанических хребтов, ARC – вулканические дуги. DEP – сильно деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, REC – переработанный мантийный компонент, DM – слабо деплетированная мантия, EN – обогащенный мантийный компонент [Condie, 2005]. Данные взяты из табл. 17, 20 в DB\DOPM\Магматизм.

ров габброидного ряда – 70–118 км [Соловьев и др., 1993ф, Трунилина и др., 1988, Пышко и др., 2002ф].

Породы комплекса относятся к щелочно-базальтоидному (габброидному) калиевого типа формационному типу магматических пород, свойственному для пост- и синколлизийного рифтогенеза в умеренно разогретых тылах зон субдукции в пределах коллизийных зон в горно-складчатых областях [Коронковский, 2011]. Образования комплекса авторами рассматриваются как производные мантийных магм, характерные для областей континентального рифтогенеза на стадии постколлизийного коллапса.

Щелочные габбро характеризуются специализацией на фтор, литий, барий и бор. В габбродолеритах к ним добавляются рубидий, олово, свинец и вольфрам. Для лампрофириров фельдшпатоидной группы характерны повышенные концентрации мышьяка, олова, стронция и серебра. В лампрофирах полевошпатовой серии основного состава при низком содержании бария в повышенных количествах содержатся вольфрам, олово, свинец и серебро. Лампрофиры полевошпатовой серии среднего состава характеризуются специализацией на мышьяк, фтор, литий, свинец, кобальт и серебро. Лампрофиры даек в Такалканском массиве [Князев и др., 1999ф] обогащены литием, скандием, цинком, молибденом, серебром, иттербием, вольфрамом, висмутом и таллием при дефиците фосфора, титана, ванадия, марганца, кобальта и никеля [Пышко и др., 2002ф]. С образованиями комплекса связаны низкотемпературные кварц-карбонатные и кварц-сульфидные жилы с уран-редкоземельной, золотой и медно-молибденовой минерализацией [Данилов и др., 2016ф].

Таблица 7

**Абсолютный возраст пород джахтардарской ассоциации, определенный по циркону U-Pb методом**

Массив/Покров	Возраст, млн лет	Источник
Покров на р. Хатыннах	109,7 ± 7	[Казакова, Данилов, 2017ф]
Хара-Сисский	109,35 ± 0,75	
Хатыннахский	110,0 ± 1,0	
Массив на р. Махастыр	108,9 ± 0,6	
Долеритовая дайка	108,3 ± 0,5	Авторские данные
Лампрофировая дайка	107,21 ± 0,83	
Кетяхский	107,6 ± 1,3	[ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]

Нижняя возрастная граница для образований комплекса определяется фактами пересечения дайками комплекса гранитоидов такалканского массива [Князев и др., 1999ф]. Абсолютный возраст пород долеритовой дайки, определенный U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», составляет 108,4 ± 0,5 млн лет, а лампрофировой дайки – 107,21 ± 0,83 [ДВ, ФАКТ, ВРД, ВРМ, пробы 37 и 80–294]. Абсолютный возраст, определенный U-Pb методом по циркону магматических образований вулcano-плутонической ассоциации, составляет 106,3–110,0 млн лет (табл. 7). Абсолютный возраст Rb-Sr методом

для монзонитов массива Большой Джахтардах – 112 и 107 млн лет, для кварцевых сиенитов того же массива – 113, 112 и 106 млн лет [Трунилина и др., 1996ф]. Полученные определения и сходство петрогеохимических особенностей покровных вулканитов джахтардахской свиты и плутонических образований, а также их несомненная генетическая связь определяют возраст образований вулcano-плутонической ассоциации как раннемеловой, альбский.

**Хачимчерский вулканический комплекс трахидацит-трахириолитовый** объединяет хачимчерскую толщу (описана в гл. «Стратиграфия») и субвулканические магматические образования. Комплекс выделен авторами впервые на основании стратиграфического положения хачимчерской толщи выше джахтардарской свиты, петротипом является шток в верховьях р. Хачимчер. Магматические образования распространены на водоразделах рек Хачимчер и Мекчирге, в верховьях р. Нучча – Кадарский палеовулкан (рис. 32, № 21).

**Субвулканические образования** ( $\tau\lambda K_1 h\delta$ ) образуют неправильно-изометричные, предположительно куполовидные тела площадью до 0,5 км<sup>2</sup>, прорывающие вулканиты джахтардарской свиты. Их контакты с вмещающими породами преимущественно крутопадающие в сторону вмещающих пород, нередко сложной формы, в апикальной части пологие. В периферической части тел наблюдается маломощная (первые метры) зона мелкообломочных лавобрекчий. На контакте с субвулканическими телами трахириолитов и риолитов вулканиты уплотнены, осветлены и аргиллизированы, карбонатные породы слабо мраморизованы [ГК-200 R-54-XXIX, XXX, в издании].

Кадарский палеовулкан (рис. 32, № 21) прорывает смятую в изоклиналиные складки позднеюрскую терригенную толщу. В плане форма выхода почти изометричная, несколько вытянутая в субмеридиональном направлении, площадь – около 105 км<sup>2</sup>. В разрезе форма тела воронкообразная, с падением контактовой поверхности к центру под углами 20° (западный) и 60° (восточный контакт). В рельефе палеовулкан возвышается в виде купола со срезанной плоской вершиной.

Установленное В. А. Трунилиной [Трунилина и др., 2006] постоянное присутствие стекла, широкое распространение кластолав и гиалокластитов в породах, а также «слоистое» строение Кадарской постройки дает возможность уверенно идентифицировать ее как палеовулкан. Начало его формирования фиксируется излиянием андезитобазальтовых–андезитовых лав. Они перекрываются латитами–риодацитами и их кластолавами, поток которых сместился к востоку. Затем следовали лавы риолитов и щелочно-полевошпатовых риолитов. Завершилась вулканическая деятельность излияниями риолитов в центральной части структуры. На поздней стадии после проседания кальдеры в восточной части сформировалась мощная кольцевая дайка гранит-порфиры, переходящих в северной ее части в риолит-порфиры, дайки гранит- и гранодиорит-порфиры и некк того же состава в центре Кадарской постройки [Трунилина и др., 2006].

*Трахириолиты* ( $\tau\lambda$ ) – порфировые породы с вкрапленниками (10–20 %) размером от 0,5–0,7 до 3 мм, представленными оплавленными и не оплавленными идиоморфными кристаллами плагиоклаза, кварца и цеолитизированного калиевого полевого шпата (примерно в равном количестве) и пластинками

обесцвеченного биотита с включениями циркона, апатита и, возможно, монацита. Основная масса микрозернистая (до 0,15–0,2 мм), с аллотриоморфно-зернистой структурой, состоит из пелитизированного калиевого полевого шпата, образующего неправильно-изометричные выделения и зачаточные сферолиты, и ксеноморфного кварца, иногда образующего причудливой формы гнезда и прожилковидные обособления. Состав (%): вкрапленники – плагиоклаз 2–3, биотит 2, кварц 2–3, калиевый полевой шпат 2; основная масса – кварц 25–30, калиевый полевой шпат 45–50, карбонат 10, рудный минерал 5 [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании]. Для *трахидацитов* характерно повышенное количество биотита, для *риолитов* – пониженное количество калишпата.

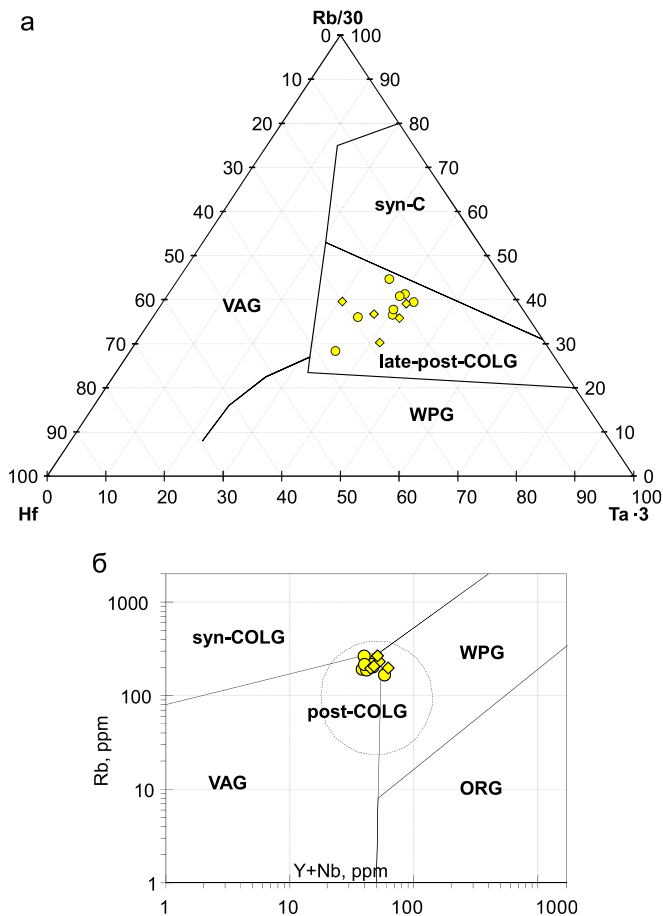
По химическому составу эффузивные и субвулканические породы ассоциации на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля риолитов и дацитов умеренной и нормальной щелочности (рис. 102), все породы являются высококалиевыми, по типу щелочности – натриево-калиевые и калиевые (рис. 103, а, б). Породы весьма и крайне высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $a'$  от 2,7 до 17,3,  $K\phi = 69,2–91,6$ . Степень окисленности железа  $F = 0,5–0,9$ . Содержания  $Na_2O = 2,0–3,7\%$ ,  $K_2O = 4,1–6,0\%$ , общая щелочность 7,5–9,1% с преобладанием  $K_2O$ ,  $Al_2O_3 = 12,5–15,1\%$ ,  $CaO = 0,2–2,5\%$ . На петрохимической диаграмме  $(Na+K)/Ca - As$  породы образуют умереннощелочную и известково-щелочную серии (рис. 103, в). По насыщенности пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция субвулканические образования ассоциации являются пересыщенными глиноземом, плюмазитовыми (рис. 104). По нормативному составу породы комплекса корунд-нормативные  $s = 2–10\%$  (табл. 18 в DB\DOPM\Магматизм).

Данные микроэлементного анализа пород комплекса и анализ распределения Rb, Y (Yb), Nb (Ta) между главными типами гранитоидов показывают на дискриминационных диаграммах [Pearce, Harris, Tindle, 1984] конвергенцию признаков внутриплитного и надсубдукционного магматизма (рис. 112, а, б, в). На диаграмме Дж. Пирса  $Rb - (Y+Nb)$  наиболее достоверно разделяющей на типы гранитоидов по соотношению наиболее эффективных элементов дискриминаторов – крупноионного литофильного элемента Rb с двумя высокозарядными элементами Y и Nb Дж. Пирс выделяет особое поле постколлизийных гранитов в центре диаграммы. Составы вулканических и субвулканических пород комплекса располагаются в центральной части диаграммы  $Rb - (Y+Nb)$  (рис. 112) в поле постколлизийных гранитов. По распределению Rb, Hf и Ta на треугольной дискриминационной диаграмме для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986] породы комплекса являются постколлизийными образованиями (рис. 112). На многокомпонентной дискриминационной диаграмме по содержанию главных элементов и элементов примесей субвулканические и плутонические породы ассоциации являются внутриплитными и коллизийными образованиями (рис. 113).

Породы принадлежат к риолитовому и трахириолитовому формационным типам магматического пород зон континентальной коллизии и постколлизийного рифтогенеза [Короновский, 2011].

Возраст риолитов субвулканического тела комплекса, расположенного в верховьях р. Хачимчер, определен U-Pb методом по циркону в ЦИИ

ФГБУ «ВСЕГЕИ», составляет  $107,5 \pm 1$  млн лет [Казакова, Данилов и др., 2017ф]. Абсолютный возраст комагматичных риолитов хачимчерской толщи –  $108 + 0,5$  млн лет [Казакова, Данилов и др., 2017ф]. С учетом геохронологических данных возраст комплекса принимается раннемеловым, альбским.



- Хачимчерский комплекс. Покровы. Данные предшественников.
- ◆ Хачимчерский комплекс. Субвулканические образования. Данные предшественников.

**Рис. 112. Дискриминационные диаграммы для магматических образований хачимчерского комплекса.**

*а* – дискриминационная диаграмма Rb/30 – Hf – 3·Ta для гранитоидов [Harris, Pearce, Tindle, 1986]. Поля составов гранитов: WPG – внутриплитных; VAG – вулканических дуг; syn-COLG – синколлизионных; late-post-COLG – поздне- и постколлизионных; *б* – дискриминационная диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996]; поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизионные граниты, post-COLG – поздне- и постколлизионные граниты. Данные взяты из табл. 18 в DB\DOPM\Магматизм.

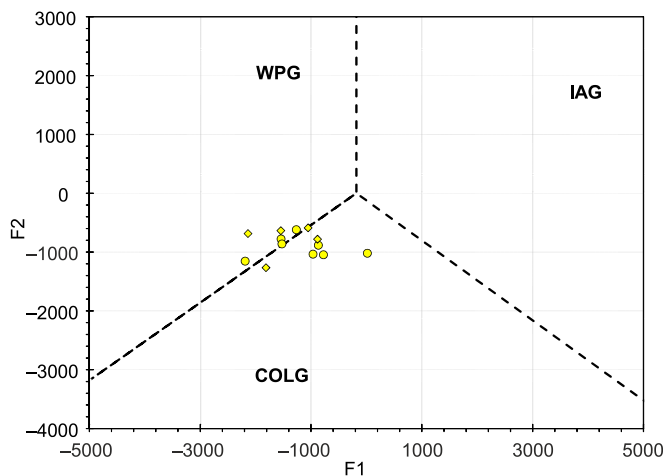


Рис. 113. Диаграмма для разделения внутриплитных, коллизионных и субдукционных гранитоидов хачимчерского комплекса [Velikoslavinskii, 2003].

$F1 = 196,203 \text{ SiO}_2 + 753,953 \text{ TiO}_2 + 481,96 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 92,664 \text{ FeO}_{(\text{общ.})} + 521,5 \text{ MgO} + 374,766 \text{ CaO} + 7,571 \text{ Na}_2\text{O} - 584,778 \text{ K}_2\text{O} + 0,379 \text{ Ba} - 0,339 \text{ Sr} - 0,733 \text{ Rb} - 0,429 \text{ La} - 3,33 \text{ Ce} - 5,242 \text{ Nd} + 10,565 \text{ Sm} - 19823,8$

$F2 = 1292,962 \text{ SiO}_2 + 4002,667 \text{ TiO}_2 + 1002,231 \text{ Al}_2\text{O}_3 + 1297,136 \text{ FeO}_{(\text{общ.})} + 262,067 \text{ MgO} + 1250,48 \text{ CaO} + 1923,417 \text{ Na}_2\text{O} + 1009,287 \text{ K}_2\text{O} + 0,3634 \text{ Ba} - 0,325 \text{ Sr} - 0,701 \text{ Rb} + 0,8015 \text{ La} + 3,347 \text{ Ce} + 2,68 \text{ Nd} + 10,11 \text{ Sm} - 126860,0$ , Условные обозначения – на рис. 112. Данные взяты из табл. 18 в ДВ\ДОПМ\Магматизм.

**Такалканский плутонический комплекс гранит-лейкогранитовый** (*lyKtk*) представлен Такалканским массивом (рис. 32, № 61). Комплекс выделен Ю. С. Орловым при составлении Легенды Яно-Индигорской серии. Петротипом комплекса является Такалканский массив [Легенда Яно-Индигорской ... , 2000].

Такалканский массив (рис. 32, № 61) расположен в бассейнах верхнего течения рек Быллат и Холидюн. В плане интрузив имеет эллипсоидальную форму с ориентировкой длинной оси в северо-северо-западном направлении и размеры 13,5–14,0 × 5–7 км. Площадь его выхода составляет 85–90 км<sup>2</sup>. В вертикальном разрезе массив представляет собой наклонное плитообразное тело с крутопадающими в сторону вмещающих пород северным (40–75°) и восточным (55–60° до 65–85°) контактами. В восточном контакте в отдельных случаях фиксируется падение его плоскости под массив. В западной и южной частях массива контакт выполаживается, что подтверждается его сложной извилистой линией, широкой зоной контактово-метаморфизованных вмещающих пород. В северо-западной и западной частях массива углы падения контакта составляют 30–40°, в южной – 15–20°. В экзоконтакте простираение осадочных пород как бы повторяет контуры массива, их падение всегда направлено в сторону от контакта. В роговиках довольно часто наблюдаются инъекции гранитоидов в виде маломощных апофиз, которые приурочены к межпластовым ослабленным зонам. Вблизи контакта фиксируются довольно многочисленные ксенолиты роговиков [Пышко и др., 2002ф].

Примерно 80–85 % площади массива сложено среднезернистыми порфиroidными лейкогранитами. Их фациальными разновидностями являются мелкозернистые порфиroidные лейкограниты, образующие узкую оторочку (от 100 до 900 м) в западном, северном и юго-восточном эндоконтактах, и щелочные микрограносиениты южной части массива, образующие полосу выходов шириной более 1 км. Отдельные выходы микрограносиенитов и мелкозернистых лейкогранитов (не отображены на геологической карте из-за малых размеров) фиксируются в виде неправильной формы «пятен» в центральной части массива. Общая площадь выходов этих пород составляет не более 6 % от площади массива, включая дайки и жильные тела порфиroidных щелочных микрограносиенитов и пегматитов. Наряду с постепенными переходами на отдельных участках между микрограносиенитами и порфиroidными лейкогранитами отмечаются и резкие, четкие контакты, иногда с ксенолитами лейкогранитов и монцогранит-порфиroidов. Порфиroidные щелочные микрограносиениты образуют маломощные жильные тела и дайки. Пегматиты окаймлены узкой полоской щелочных микрограносиенитов и приурочены преимущественно к выходам лейкогранитов главной фации в наименее эродированных частях массива. По своему строению они представлены полнодифференцированными, реже графическими и блоковыми разновидностями, и близки к миароловым пегматитам [Пышко и др., 2002ф].

*Средне- и крупнозернистые порфиroidные лейкограниты* – светло-серые, розовато-серые порфиroidные породы с массивной, полосчатой или шпирово-такситовой текстурой. Порфиroidные выделения представлены кварцем и полевыми шпатами, основная масса биотит-кварц-полевошпатовая, с аллотриоморфнозернистой структурой. Породы характеризуются идиоморфизмом кварца и плагиоклаза по отношению к калишпату и биотиту. Минеральный состав характеризуется следующими соотношениями породообразующих минералов (масс. %): кварц 33–38; плагиоклаз 24–27; калишпат 38–40 (до 50); биотит 3–5; мусковит до 1. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом, флюоритом, монацитом, ортитом и магнетитом, вторичные – альбитом, кварцем, мусковитом, серицитом, хлоритом, карбонатом, пелитовым веществом. Плагиоклаз порфиroidных выделений представлен идиоморфными таблитчатыми зёрнами олигоклаза  $An_{26-30}$  с прямой неконтрастной зональностью. Калишпат представлен редкими порфиroidными выделениями решетчатого микроклин-пертита, в основной массе он представлен ортоклазом в виде изометричных и ксеноморфных выделений. Биотит образует ксеноморфные чешуйки в интерстициях между салическими минералами, редко отмечается в виде идиоморфных табличек. По данным Ю. С. Орлова [Трунилина и др., 1988], обладает высокими концентрациями фтора и хлора. Мусковит образует мелкотаблитчатые агрегаты, тесно ассоциирующие с кварцем и калишпатам. Кварц представлен изометричными идиоморфными порфиroidными выделениями, в основной массе распространен в ассоциации с калишпатам.

*Щелочные граносиениты* слагают около 10–12 % площади интрузии и образуют вытянутые в северо-восточном направлении дайкообразные, реже штокообразные тела, с резкими, секущими контактами, сконцентрированные

преимущественно в юго-западной и западной частях массива. Породы характеризуются массивной текстурой и порфиroidной структурой с микрогипидиоморфнозернистой, с элементами гранулитовой и пегматитовой структурой основной массы. Минеральный состав в целом аналогичен составу среднезернистых лейкогранитов, отличаясь повышенным содержанием калишпата (до 55–60%) и сниженным количеством плагиоклаза (5–15%). Вкрапленники представлены кварцем и калишпатом, основная масса сложена олигоклазом, биотитом и ксеноморфными к ним калишпатом и кварцем. Из аксессуаров установлены апатит, циркон и монацит, вторичные минералы представлены альбитом, серицитом, кварцем, хлоритом и пелитовым веществом.

Также встречаются микрозернистые порфиroidные разности – щелочные порфиroidные микрограносиениты – светло-серые, розовато-серые, белые «сахаровидные» породы, в которых при микроскопическом изучении обнаруживается порфиroidная структура с аллотриоморфнозернистой, участками микропйкилитовой и микропегматитовой структурой основной массы. Породы состоят (%) из кварца (20–30), калишпата (50–60, до 70), плагиоклаза (12–20), биотита (2–3). Вкрапленники представлены ортоклаз-пертитом и кварцем, основная масса состоит из ортоклаза, кварца, плагиоклаза  $An_{23-28}$ , иногда нечетко зонального и высокожелезистого биотита с повышенными концентрациями фтора и хлора. Аксессуары представлены цирконом, апатитом, флюоритом и ксенотимом(?). В породах вблизи интрузивных контактов наблюдаются многочисленные ксенолиты лейкогранитов [Пышко и др., 2002ф].

*Пегматиты* полнодифференцированного типа состоят из трех зон. Внешняя зона представлена лейкогранитами с миароловыми образованиями, переходная (средняя) – аплитовидными гранитами, переходящими в биотитовую оторочку со шпировыми стяжениями биотита, внутренняя, собственно пегматитовая зона подразделяется на три подзоны: графическую, блоковую и ядерную. Графическая подзона сложена кварцем и калишпатом в графических сростках («письменные граниты»), блоковая – кристаллами калишпата и кварца, ядерная – кристаллами бледно-фиолетового и дымчатого кварца. Спорадически в пегматитах отмечаются берилл, фаялит, ксенотим, торит, а также образовавшиеся в результате метасоматоза гнезда крупнокристаллического турмалина с монацитом, флюоритом, молибденитом, арсенопиритом, вольфрамитом [Пышко и др., 2002ф].

*Монцогранит-порфиры* – голубовато-серые плотные порфиroidные породы с крупными фенокристаллами плагиоклаза, калишпата и кварца и микроаплитовой, микрогранитовой, участками микропйкилитовой основной массой. Породы состоят (%) из кварца (35–40), калишпата (31–45), плагиоклаза (6,5–10), биотита (9,5–10), карбоната (1). Аксессуары представлены флюоритом (до 1%), рудным минералом, цирконом, апатитом, ортитом, монацитом. В пределах одного тела или дайки фациально переходят в гранодиорит-порфиры, характеризующиеся кварц-плагиоклазовым составом основной массы с очень высоким содержанием биотита (10–25%). Отличительной особенностью пород является развитие миарол, выполненных либо кварцем и плагиоклазом с флюоритом, кварцем и карбонатом в центральной



части, либо кварцем с включениями в центре рудного минерала. Калишпат вкрапленников представлен санидином с вростками зерен основной массы по периферии, пертитам альбита и обособлениями развивающегося по ним кварца. В основной массе калишпат по составу отвечает ортоклазу, иногда с простыми двойниками. Плагноклаз фенокристаллов по составу отвечает олигоклазу, до олигоклаз-андезина  $An_{20-30}$ ), в основной массе преобладает альбит. Биотит во вкрапленниках хлоритизирован, в реликтах – густо-коричневый, отличающийся повышенной магниальностью и пониженной глиноземистостью. В основной массе биотит зеленый, выполняет интерстиции [Пышко и др., 2002ф].

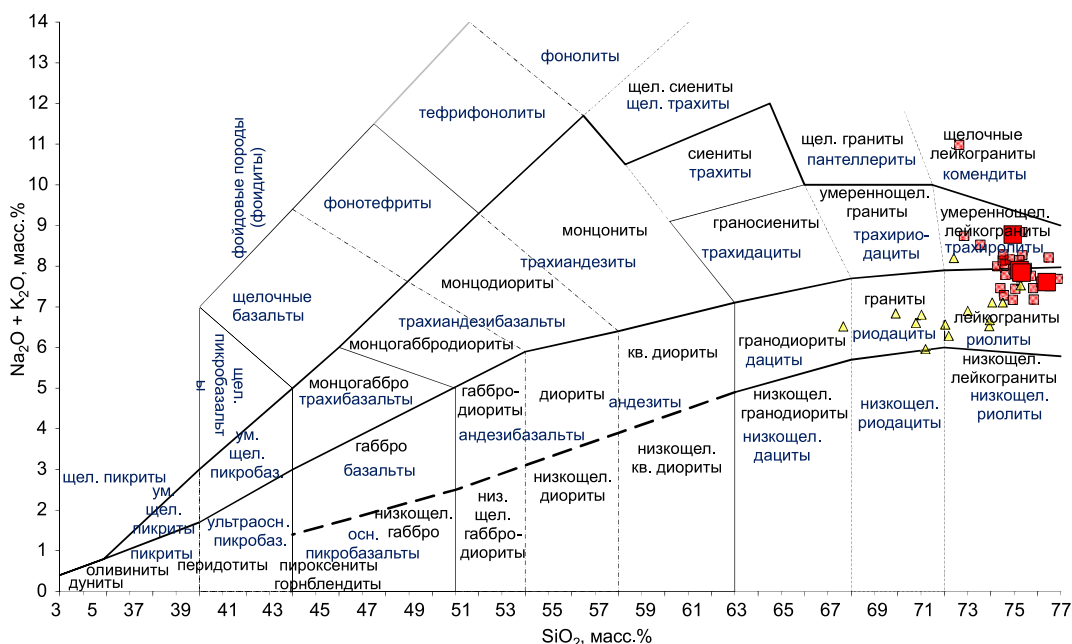
Во всех разновидностях пород комплекса по результатам минералогического анализа выделяются более 10 акцессорных минералов, «сквозными» из которых являются апатит, циркон, ильменит, магнетит, флюорит, гранат, арсенопирит, пирротин, менее распространены ортит, монацит и ксенотим. В гранитоидах присутствует и набор специфических минералов, нехарактерных для гранит-лейкогранитовых интрузий: герцинит, самородное железо, самородный свинец, стистаит, халькопирит, берилл, комплекс редкоземельных минералов [Пышко и др., 2002ф].

Автометасоматические преобразования в породах выражены грейзенизацией, в меньшей степени в породах проявлены серицитизация, хлоритизация, карбонатизация и калишпатизация [Пышко и др., 2002ф].

Грейзенизированные породы слагают поля площадью от 4 до 8 км<sup>2</sup> или линейные зоны протяженностью от 100–200 до 600 м при ширине 20–100 м, приуроченные к апикальным частям массива и зонам повышенной трещиноватости и дробления пород вдоль разрывных нарушений. Грейзены образуют изометричные тела, жилы и прожилки. Жильные и линзовидные тела имеют мощность от 0,5–1 до 8–9 м при протяженности от 20–30 до 50–70 м. Грейзены представляют собой кварцево-сланцевые породы, среди которых по минеральному составу выделяются мусковит-кварцевые, турмалин-мусковит-кварцевые, флюорит-турмалин-мусковит-кварцевые и топаз-мусковит-кварцевые разновидности. Из рудных минералов в грейзенах встречаются берилл, монацит, касситерит, вольфрамит, молибденит, арсенопирит, концентрации которых достигают промышленных масштабов, редко торит, иттрофлюорит и ксенотим [Пышко и др., 2002ф].

В ореоле контактово-метаморфизованных пород вокруг Такалканского массива по интенсивности воздействия гранитоидов на вмещающие породы условно выделяются три зоны. Первая, находящаяся непосредственно вблизи контакта с интрузивными породами, сложена биотит-кварцевыми роговиками с кордиеритом и андалузитом, кордиерит-биотитовыми и биотит-кварцевыми роговиками с гранолепидобластовыми, гранобластовыми, часто порфиробластовыми структурами. Метаморфические породы второй зоны представлены пятнистыми и узловатыми роговиками со скоплениями хлорита, карбоната и мусковита, во внутренних частях зоны – с редкими порфиробластами кордиерита и андалузита, иногда в них фиксируются реликты первичных структур осадочных пород. Третья зона представлена слабо измененными терригенными породами с бластопсаммитовыми, бластоалевритовыми и бластопелитовыми структурами и содержат скопления или рассеянные выделения ново-

образований биотита и мусковита. Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород в зависимости от размера интрузии и крутизны наклона поверхности контакта колеблется от 1 до 2–2,5 км [Пышко и др., 2002ф].

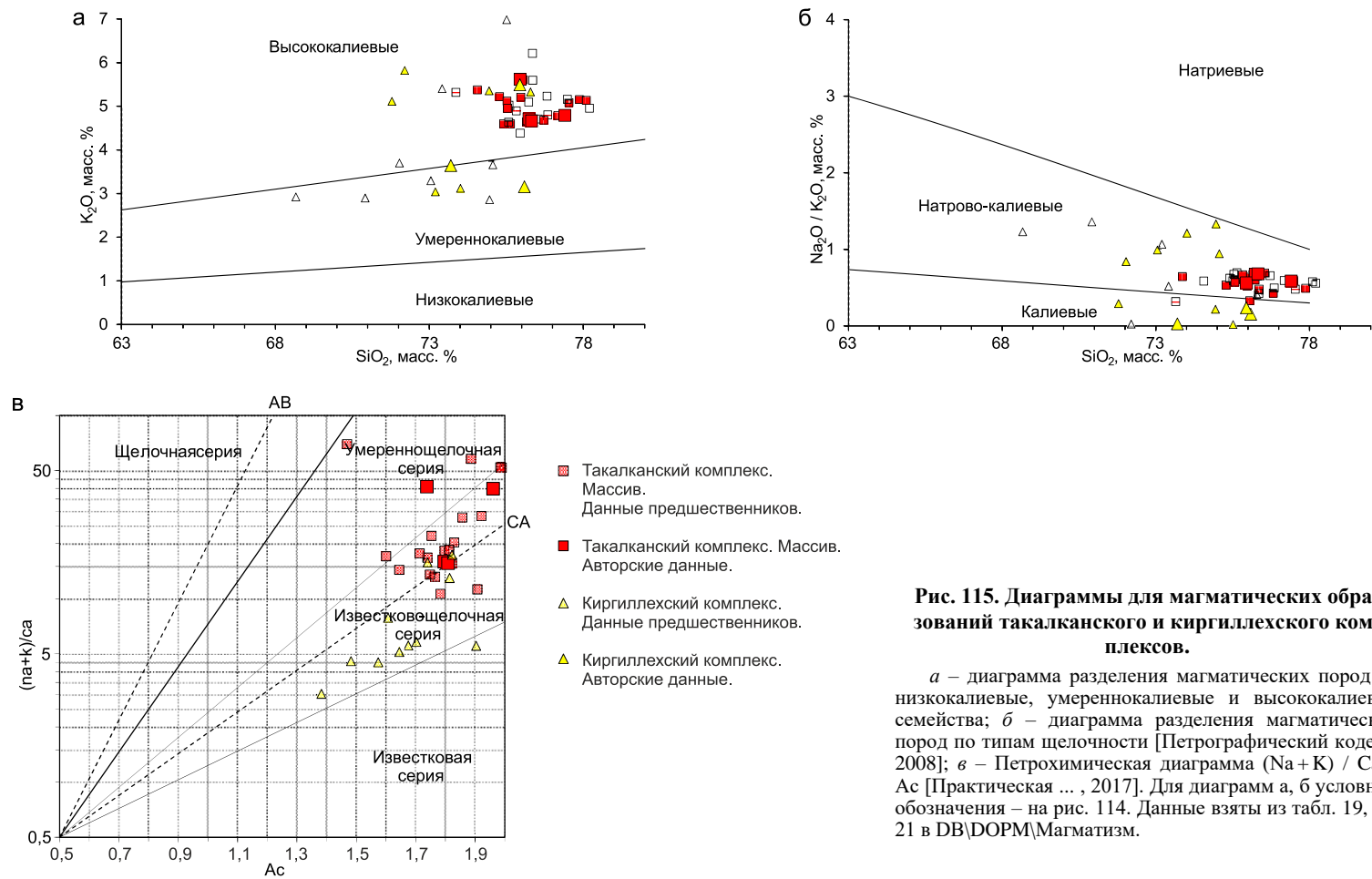


- Такалканский комплекс. Массив. Данные предшественников.
- ▲ Киргиллехский комплекс. Данные предшественников.
- Такалканский комплекс. Массив. Авторские данные.

**Рис. 114.** Диаграмма щелочности-кремнекислотности для магматических образований такалканского и киргиллехского комплексов [Петрографический кодекс, 2008].

Данные взяты из табл. 19, 20, 21 в DB\DOPM\Магматизм.

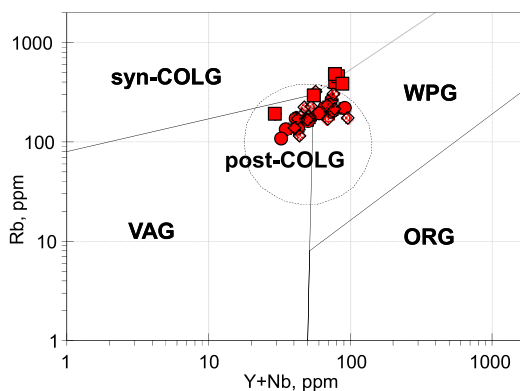
По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поле лейкогранитов умеренной и нормальной щелочности (рис. 114), все породы являются высококалийевыми, по типу щелочности – натриево-калиевые и, реже, калиевые (рис. 115, а, б). Породы весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $al'$  от 1,5 до 9,3,  $Kf = 54,4–98,4$ . Степень окисленности железа преимущественно  $F = 0,0–0,5$ . Содержания  $Na_2O = 1,8–3,4 \%$ ,  $K_2O = 4,4–8,3 \%$ , общей щелочностью 7,2–11,0% с преобладанием  $K_2O$ ,  $Al_2O_3 = 12,0–13,7 \%$ ,  $CaO = 0,0–1,0 \%$ . На петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca - Ac$  породы образуют умереннощелочную и известково-щелочную серии (рис. 115, в). По насыщенности пород глиноземом относительно оксидов щелочей и кальция породы массива являются пересыщенными глиноземом, плюмазитовыми (рис. 104). По нормативному составу породы комплекса корунд-нормативные  $s = 2–4 \%$  (табл. 19 в DB\DOPM\Магматизм).



**Рис. 115. Диаграммы для магматических образований такалканского и киргиллехского комплексов.**

*a* – диаграмма разделения магматических пород на низкокальциевые, умереннокальциевые и высококальциевые семейства; *б* – диаграмма разделения магматических пород по типам щелочности [Петрографический кодекс, 2008]; *в* – Петрохимическая диаграмма  $(Na + K) / Ca - Ac$  [Практическая ... , 2017]. Для диаграмм *a*, *б* условные обозначения – на рис. 114. Данные взяты из табл. 19, 20, 21 в DB\DOPM\Магматизм.

Данные микроэлементного анализа пород комплекса и анализ распределения Rb, Y, Nb между главными типами гранитоидов показывают на дискриминационных диаграммах [Pearce, Harris, Tindle, 1984] принадлежность пород массива к внутриплитному магматизму (рис. 116).



**Рис. 116. Дискриминационная диаграмма Rb – (Y + Nb) [Pearce, 1996] для магматических образований такалканского комплекса.**

Поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – поздние- и постколлизийные граниты. Данные взяты из табл. 19 в DB\DOPM\Магматизм.

На мультиэлементной диаграмме (рис. 117) пород комплекса наблюдается очень сильное обогащение крупноионными литофильными и высокозарядными элементами, отсутствие Ta-Nb отрицательной аномалии, наличие отрицательной аномалии по Sr, P, Ti.

Граниты обогащены Zr = 130–237 ppm, Nb = 25,1–30,9 ppm, имеют очень низкие содержания Sr = 14,1–46,5 ppm и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0,05 %, что является признаками гранитоидов А-типа [Скляров и др., 2001]. Очень высокие отношения Rb/Sr = 8,02–32,81 также свидетельствуют о принадлежности пород Такалканского массива к гранитам А-типа.

В грейзенизированных породах отмечаются повышенные относительно неизменных пород концентрации лития, бериллия, бора, хрома, марганца, никеля, меди, цинка, иттрия, ниобия, серебра, лантана, церия, иттербия и вольфрама, что подтверждает предположение о генетической связи бериллиевого и вольфрамового оруденения с гранитоидами. При ярко выраженной геохимической специализации пород на вольфрам, олово, бериллий и редкие земли можно сделать вывод и о металлогенической специализации образований комплекса на эти элементы, тем более что в тесной связи с ними находятся рудные объекты оловянно-вольфрамовой, касситерит-кварцевой и редкометалльно-грейзеновой формаций [Пышко и др., 2002ф].



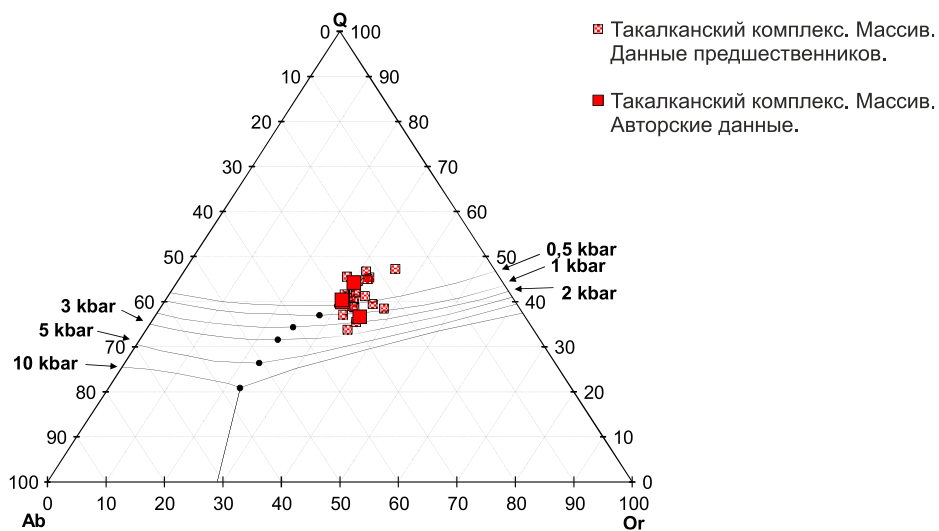
**Рис. 117.** Мультиэлементная диаграмма для магматических образований такалканского комплекса, данные нормированы на примитивную мантию [Sun, McDonough, 1989].

Данные взяты из табл. 19 в DB\DOPM\Магматизм.

По мнению Ю. С. Орлова и В. А. Трунилиной [Трунилина, 1996], описываемые гранитоиды наряду с преобладающими признаками их корового происхождения несут отчетливые признаки участия мантийного вещества при их генерации (находки шпинели, самородного железа, фаялита и др.), а полученная ими по методике Л. Л. Перчука (1982 г.) расчетная глубина заложения магматического очага составляет 32 км в нижнекоровых субстратах при температуре 900–950 °С. Исходя из этих данных, эволюция расплава происходила под влиянием длительного воздействия высокотемпературных флюидов, продуцируемых мантийными магмами. Особенности петрографического и химического состава пород комплекса, а также характера оруденения позволяют рассматривать описываемые интрузивные образования в составе гранит-лейкогранитной формации позднеколлизийного этапа развития территории [Короновский, 2011; Трунилина, 1996; Князев, 1999ф].

Анализ типоморфных особенностей породообразующих и аксессуарных минералов, а также структурно-текстурные особенности пород позволяют сделать вывод о приповерхностных условиях кристаллизации расплава. В пользу этой точки зрения свидетельствует широкое развитие в приконтактных частях Такалканского массива частично переработанных ксенолитов вмещающих пород, а в центральной части интрузива – относительно хорошо сохранившихся ксенолитов диоритов и андезитов, образование зоны закалки в краевых частях интрузии в виде зоны аплитовидных гранитов, короткие

инъекции гранитоидов во вмещающие породы и слабое развитие процесса пегматитообразования при широком распространении миаролитов. Исходя из этих фактов, уровень кристаллизации расплава оценивается в 1–3 км. По соотношению нормативного кварца, ортоклаза и альбита, граниты комплекса кристаллизовались в условиях котектического температурного минимума при давлении около 0,5 кбар (рис. 118).



**Рис. 118. Тройная диаграмма  $\text{SiO}_2$  (кварц)– $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  (ортоклаз)– $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  (альбит)– $\text{H}_2\text{O}$  (вода) как функция давления с нанесенными котектическими и эвтектическими линиями.**

Черные точки – температурные минимумы. Для магматических образований такалканского комплекса. Данные взяты из табл. 19 в DB\DOPM\Магматизм.

Породы принадлежат к гранит-граносиенитовому формационному типу магматических пород зон пост-коллизийного рифтогенеза [Короновский, 2011].

Абсолютный возраст пород Такалканского массива, определенный U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», составляет  $109 \pm 2$  и  $109,2 \pm \pm 1,6$  млн лет [DB, ФАКТ, ВРД, ВРМ]. Определения абсолютного возраста пород рубидий-стронциевым методом (изохрона для пород и полевых шпатов) датируют гранитоиды такалканского массива альбским веком –  $106 + 6,0$  млн лет [Трунилина, 1996]. Исходя из этих данных, возраст такалканского комплекса принимается альбским.

**Киргиллехский гипабиссальный комплекс малых интрузий гранит-риолитовый** ( $\gamma\text{п}, \lambda\text{п}, \tau\lambda, \lambda\text{К}, \text{kg}$ ) представлен серией даек гранит-порфиров, риолит-порфиров, трахириолитов и риолитов, образующих пояс северо-восточного простирания. Распространен в бассейнах рек Иргичэн, Тирехтях и Лохтуя. Ранее дайки выделялись в составе тиглякчанского комплекса [Пышко и др., 2002ф].

Дайки ориентированы согласно простиранию складчатых структур в ослабленных тектонических зонах и группируются в серии протяженностью от 2–3 до 10 км, редко до 25 км, и шириной до 3–5 км, северо-восточного, субширотного или северо-северо-восточного простирания [Пышко и др., 2002ф]. Мощность самих даек обычно варьирует от 3–5 до 10–20 м, реже достигает 100 м. Протяженность даек, как правило, составляет 0,1–1 км, реже они прослеживаются по цепочкам выходов на 2–2,5 км, а в отдельных случаях и на 5–6 км [Пышко и др., 2002ф].

*Гранит-порфиры* ( $\gamma\pi$ ) – массивные порфировые породы с фенокристаллами кварца, калишпата и плагиоклаза, образующими гломеросростки. Основная масса пород мелкозернистая с аллотриоморфнозернистой, гранитовой, аплитовой, участками гранофировой структурой. Минеральный состав (масс. %): кварц 35, плагиоклаз 27, полевой шпат 33, биотит 3. Количество порфировых выделений в породах может достигать 20–50%. Плагиоклаз по составу отвечает олигоклазу или андезину ( $An_{25-45}$ ), нередко зонален, в его фенокристаллах обычны реликтовые ядра более основного состава ( $An_{50-55}$ ). Калишпат представлен микроклином, в основной массе вместе с кварцем образует ксеноморфные зерна. Биотит таблитчатый, замещается розетковидными скоплениями мусковита и серицита в ассоциации с рудным минералом. В породах отмечаются новообразования горошковидного кварца, обрамленные по периферии биотитом, по которому развивается рудный минерал [Пышко и др., 2002ф].

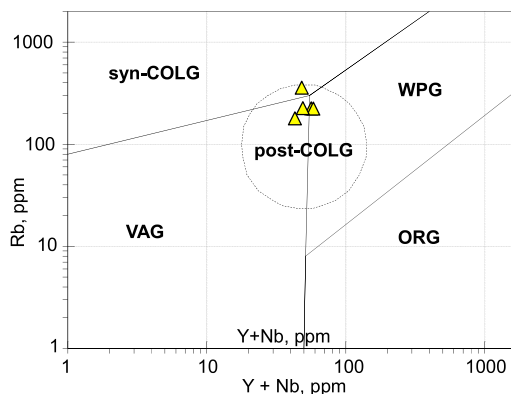
*Риолиты* ( $\lambda$ ) и *риолит-порфиры* ( $\lambda\pi$ ) – афировые разности состоят из фельзитового кварц-полевошпатового агрегата с редкими микролитами плагиоклаза и зернами кварца. В зальбандах крупных даек афировые или порфировые риолиты обладают флюидалной текстурой. Порфировые разности массивные, иногда с плитчатой отдельностью, светло-серые, желтовато-серые до белых порфировые породы с микрозернистой, фельзитовой, гранофиро-сферолитовой, сферолитовой, участками микропойкилитовой, аплитовой и микроаллотриоморфнозернистой структурой основной массы. Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом и калишпатом в различных соотношениях, основная масса состоит из калишпат-кварцевого агрегата, в котором беспорядочно распределены изометричные зерна плагиоклаза и пластинки биотита, из аксессуарных минералов установлены апатит, ильменит, циркон, в отдельных случаях гранат. Породы как правило, измененные и преобразованные в каолинит-кварц-серицитовые метасоматиты с редкими мелкими выделениями кварца и пятнами лимонитизации, развивающимися по рудным минералам и биотиту. Плагиоклаз представлен альбитом и альбит-олигоклазом, биотит образует тонкопластинчатые, чешуйчатые выделения. В породах проявлена грейзенизация в виде мусковитизации и серицитизации биотита, а также наблюдается замещение калишпата вкрапленников флюоритом, нередко в ассоциации с карбонатом. При более интенсивных изменениях породы преобразуются в мусковит-гидрослюдисто-кварцевый агрегат, содержащий выделения флюорита и топаза, а также гнезда низкотемпературного кварца и флюорита. Грейзены сложены мусковит-серицит-кварцевым агрегатом с порфиробластами шаровидного кварца [Пышко и др., 2002ф].

*Трахирiolиты* ( $\tau\lambda$ ) – порфи́ровые породы с порфи́робластами калишпата в микрозернистой аллотриоморфнозернистой или фельзитовой основной массе, сложенной олигоклазом, кварцем и мелкими чешуйками биотита [Пышко и др., 2002ф].

По химическому составу породы комплекса на диаграмме щелочности–кремнекислотности попадают в поля риодацитов, риолитов и трахириолитов, породы нормальной и умеренной щелочности (рис. 114) являются преимущественно высококалиевыми, но встречаются и умереннокалиевые разности, по типу щелочности породы комплекса относятся к натриево-калиевым и калиевым (рис. 115, а, б). Породы весьма высокоглиноземистые, коэффициент глиноземистости  $a'$  от 2,6 до 7,6,  $Kф = 67,5–96,9$ . Степень окисленности железа  $F = 0,0–0,4$ , содержания  $Na_2O = 1,2–3,9\%$ ,  $K_2O = 2,9–7,0\%$ , общей щелочностью 6,3–8,2% преимущественно с преобладанием  $K_2O$ ,  $CaO$  до 3,3%. На петрохимической диаграмме  $(Na + K)/Ca - As$  породы образуют известково-щелочную серию (рис. 115, в). По нормативному составу все породы комплекса корунд-нормативные (высокоглиноземистые) с содержанием нормативного корунда  $s = 1–8\%$  (табл. 21 в DB\DOPM\Магматизм).

Данные микроэлементного анализа пород комплекса и анализ распределения Rb, Y, Nb между главными типами гранитоидов показывают на дискриминационных диаграммах [Pearce, Harris, Tindle, 1984; Pearce, 1996] принадлежность пород к постколлизийному магматизму (рис. 119).

Породы комплекса также принадлежат к риолитовой-гранитовому формационному типу магматических пород зон континентальной коллизии и трахириолитовому формационному типу магматических пород постколлизийного орогенеза [Короновский, 2011].



▲ Киргиллахский комплекс. Авторские данные.

**Рис. 119.** Дискриминационная диаграмма Rb–(Y + Nb) post-COLG – поле постколлизийных гранитов [Pearce, 1996] для магматических образований киргиллахского комплекса.

Поля на диаграммах: ORG – граниты океанических хребтов; WPG – внутриплитные граниты; VAG – граниты вулканических дуг; syn-COLG – синколлизийные граниты, post-COLG – поздние и постколлизийные граниты. Данные взяты из табл. 21 в DB\DOPM\Магматизм.



Абсолютный возраст даек риолитов юго-западнее пос. Депутатский, определенный U-Pb методом по циркону в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ», составляет  $107,1 \pm 1,4$  и  $106,5 \pm 1,4$  млн лет, возраст дайки риолитов, расположенной в бассейне правых притоков р. Буор-Юрях,  $106,1 \pm 1,0$  млн лет, что хорошо согласуется с возрастом даек горы Киргиллех и правобережья р. Туостах ( $104$ – $108$  млн лет) киргиллехского комплекса в пределах листа Q-53 [ГК Q-53, 2015]. С учетом имеющихся геохронологических определений возраст комплекса определяется как раннемеловой, позднеальбский.

---

---

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Метаморфические образования распространены в пределах Уяндинской СФЗ в составе Алазейско-Олойской СФО.

**Уяндинский метаморфический комплекс амфиболит-кристаллосланцевый (asD<sub>3</sub>-C<sub>2</sub>Uja)** распространен в бассейне р. Уяндина, где образует крупный аллохтон, тектонически перекрывающий породы нижнего палеозоя и калгынского офиолитового комплекса. Общая площадь выходов составляет около 146 км<sup>2</sup>. Отдельные тектонические отторженцы площадью до 6–7 км<sup>2</sup> наблюдаются на водоразделах на левобережье р. Талындя и в верховьях р. Томмот.

Комплекс представлен метатерригенными и метавулканогенными кристаллическими сланцами: двуслюдяными, биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, чередующимися с амфиболовыми сланцами и амфиболитами. В подчиненном количестве в виде линз и прослоев присутствуют слюдястые кварциты, мраморы и кальцифиры.

Преобладают метатерригенные и метавулканогенные сланцы, тогда как амфиболиты и амфиболовые микросланцы слагают линзы с шириной выхода от первых десятков до 300 м при протяженности от 1 до 3 км. Породы повсеместно неоднократно деформированы в складки, замки которых постоянно эродированы, за счет чего создается иллюзия моноклиального залегания. Мощность покрова, по-видимому, превышает 500 м [Оксман, 1999ф; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

*Метатерригенные двуслюдяные, биотитовые, гранат-биотитовые кристаллические сланцы* – серые, темно-серые, коричневато-серые породы с директивными полосчатыми, линзовидными и очковыми текстурами и гетерозернистыми лепидогранобластовыми и гранолепидобластовыми структурами. При широких вариациях содержаний минералов ведущими являются кварц, биотит, мусковит и плагиоклаз, реже эпидот, амфибол и гранат, по составу отвечающий альмандину или альмандин-спессартину. Биотиты из метаосадочных пород в парагенезисах с гранатом, ставролитом, мусковитом, хлоритом по своему составу наиболее близки к истонит-сидерофиллиту. Белые слюды отчетливо разбиваются на две группы – мусковиты и фенгиты. Фенгиты представлены чешуйками и пластинками размером 0,1–0,5 мм, вытянутыми вдоль сланцеватости [Оксман, 1999ф]. Сланцы наиболее высоких ступеней метаморфизма, распространенные в центральной части покрова, имеют

мусковит-биотит-плагноклаз-кварцевый состав и содержат порфиробласты ставролита, силлиманита или дистена. Ставролиты представлены крупными кристаллами (до 6–8 мм) призматической формы или короткопризматическими зернами с крестовидными двойниками, переполненными включениями кварца и плагноклаза. Они плеохроируют от бесцветного по  $N_r$  до золотисто-желтого по  $N_g$ . Магнезиальность ставролитов выдержана как в пределах одного зерна, так и в различных образцах и колеблется от 0,18 до 0,22. Он обычно отмечается в ассоциации с гранатом, биотитом, мусковитом, хлоритом, плагноклазом и кварцем. Часто в данной ассоциации присутствуют и отдельные мелкие зерна зеленого амфибола [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Оксман, 1999ф].

*Метавулканогенные гранат-биотит-амфиболовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы* представляют собой средне-, мелкозернистые полосчатые породы, чередующиеся с метатерригенными породами и представлявшие, очевидно, метабазальты. Они состоят из амфибола, биотита, эпидота, хлорита, кварца и плагноклаза и в различных количествах содержат гранат, мусковит и карбонат. В них распространены нематобластовые, грано-нематобластовые, лепидонематобластовые структуры и иногда наблюдаются реликты первичных миндалекаменных текстур вулканических пород [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Амфиболы представлены актинолитовой роговой обманкой и обыкновенной роговой обманкой. Биотиты аналогичны биотитам из метатерригенных сланцев. Хлориты представлены пикнохлоритами и рипидолитами. Наряду с метавулканогенными кристаллическими сланцами отмечаются секущие тела амфиболитов, которые обычно более крупнозернистые [Оксман, 1999ф].

*Амфиболовые сланцы и амфиболиты* характеризуются гранонематобластовыми и нематогранобластовыми структурами и присутствием реликтов среднего и основного плагноклаза, а также в различных количествах содержат кварц (до 15–20%), эпидот, гранат, сфен и магнетит. Амфиболы представлены актинолитом и обыкновенной роговой обманкой, а гранаты по своему составу близки к гранатам метатерригенных пород [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Несмотря на почти полную перекристаллизацию протопород, сохраняются признаки первично магматического происхождения амфиболитов. На это могут указывать редко сохраняющиеся фрагменты габбро-офитовой и бласто-долеритовой структур. По химическому составу амфиболиты и большая часть амфиболовых сланцев сопоставляется с магматическими породами основного состава [Оксман, 1999ф].

Границы отдельных линз амфиболитов располагаются под разными углами к ориентировке деформационной полосчатости и имеют неровные извилистые очертания, что может косвенно указывать на их интрузивную природу. Вероятнее всего, они образовались за счет силлов и даек габбродолеритов. С другой стороны, для отдельных «слоев» амфиболовых сланцев отмечается характерное повторяющееся положение в разрезах, выражающееся в том, что сланцы перекрывают любые типы заведомо метаосадочных пород. По-видимому, это может указывать на первично-вулканогенное происхождение ряда амфиболитов и амфиболовых кристаллических сланцев. Таким образом, вероятными аналогами полиметаморфических образований могли



служить вулканогенно-терригенные отложения с преимущественно основными и частично средними вулканическими породами, пронизанные субсогласными и, реже, секущими силлами габбродолеритов.

*Слюдистые кварциты* биотит- или мусковит-биотит-кварцевые характеризуются grano- и лепидогранобластовыми структурами.

*Мраморы и кальцифиры* имеют сланцеватые и полосчатые текстуры и сложены кальцитом, в кальцифирах – с примесью кварца, плагиоклаза, амфибола тремолит-актинолитового ряда, мусковита и хлорита. Сланцы имеют метаморфическую транспозиционную полосчатость. Лейкократовые полосы целиком сложены кальцитом или кварц-плагиоклазовыми линзами, а в меланократовых отмечаются кристаллы амфибола и пластинки мусковита и хлорита [Оксман, 1999ф].

В тектонических зонах метатерригенные и метавулканогенные кристаллические сланцы преобразованы в биотит-плагиоклазовые и биотит-амфиболовые гнейсы с бластокатакластическими структурами [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Амфиболиты по химическому составу относятся к основным и средним породам нормальной щелочности, умеренно- и низкокалиевые, натриево-калиевые и натриевые по типу щелочности. Амфиболовые сланцы имеют достаточно широкие вариации содержания  $\text{SiO}_2$  при общей щелочности 3–5 %, низкокалиевые, натриевые по типу щелочности. Гранатовый сланец имеет высокие содержания  $\text{SiO}_2$  при низкой щелочности, умереннокалиевый и натриево-калиевый по типу щелочности. Гнейс биотит-плагиоклазовый, напротив, имеет низкие содержания  $\text{SiO}_2$  при высокой щелочности, высококалиевый, калиевый по типу щелочности (рис. 120).

Особенности состава породообразующих минералов пород комплекса характерны для среднетемпературных (450–620 °С) и среднебарических (4,5–6 кбар) условий эпидот-амфиболитовой фации кианит-силлиманитового типа метаморфизма. Более поздняя стадия метаморфизма, проявленная в узких зонах диафтореза и рассланцевания, характеризуется появлением в породах актинолита и альбита и отвечает низкотемпературным (300–450 °С) и низкобарическим (менее 2 кбар) условиям зеленосланцевой фации [Оксман, 1999ф; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

По своим петро- и геохимическим характеристикам метатерригенные и метакарбонатные породы наиболее сопоставимы с комплексом песчаных вулканомиктовых, алеврито-глинистых, известково-глинистых и глинистых осадков бассейнов вблизи островных дуг [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Полиметаморфические породы Уяндинского метаморфического поля, пространственно связанные с офиолитами, испытали два этапа метаморфизма. Первый этап эпидот-амфиболитовой фации по термодинамическим условиям, минеральным парагенезисам и стилю структурных преобразований аналогичен второму этапу метаморфизма офиолитов [Оксман и др., 1999ф]. Второй этап зеленосланцевой фации, метаморфизма полиметаморфических пород по РТ условиям, кинематике и ориентировке синхронных с метаморфизмом структурных преобразований был одновременен с третьим этапом метаморфизма офиолитов.

Первый этап метаморфизма полиметаморфических пород датирован Ar-Ar методом по биотиту и для сланцев составляет  $372,6 \pm 1,3$ ; 374;  $319 \pm 1,4$  и  $314,1 \pm 1,2$  млн лет [Лейер и др., 1993; Оксман и др., 1999ф]. Исходя из этих данных, авторами возраст уядинского метаморфического комплекса принимается в пределах позднего девона – среднего карбона.

---

---

## ТЕКТОНИКА

### ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Рассматриваемая территория расположена в пределах двух крупных структур: Верхояно-Колымо-Чукотской складчатой области мезозойд и Лаптевоморской эпипозднекимерийской платформы, фундаментом которой служит та же складчатая область мезозойд. Лаптевоморская платформа занимает северную часть листа, складчатая область – всю остальную территорию. Верхояно-Колымо-Чукотская складчатая область и фундамент эпипозднекимерийской платформы разграничены на блоки, разделенные в прошлом корой океанического типа, развивавшиеся отдельно друг от друга и соединившиеся в юре – раннем мелу. Каждому из блоков соответствует своя система деформаций: складчато-надвиговая или с неясным типом. В пределах Верхояно-Колымо-Чукотской складчатой области выделены следующие блоки и соответствующие им системы: Сибирский континент – Верхоянская складчато-надвиговая система; Томмотско-Полоусненский блок (один из блоков Колымской структурной петли) – Индигиро-Колымская (Колымская) складчато-надвиговая система, блок Алазейской островной дуги – Алазейская система с неясным типом деформаций, блок Святоносской островной дуги – Святоносская система с неясным типом деформаций. Блоки Томмотско-Полоусненский и Алазейской островной дуги являются составляющими Колымо-Омолонского блока (супертеррейна? по [Тектоника, 2001]).

В пределах фундамента Лаптевоморской платформы выделены: Сибирский континент – Верхоянская складчато-надвиговая система, блок Святоносской островной дуги – Святоносская система с неясным типом деформаций, блок Олойской островной дуги – Олойская система с неясным типом деформаций.

Под Сибирским континентом понимается как собственно Сибирский континент, так и соответствующий континенту блок континентальной коры, ставший составной частью более крупных континентов: Лавразии и Пангеи. Находящаяся в пределах листа часть Сибирского континента вытянута в субширотном направлении, занимает его центральную часть. Юго-восток листа занимает Колымо-Омолонский блок. Сибирский континент и Колымо-Омолонский блок разделены тектоническим швом – сутурой, представляющей собой на эрозионной поверхности границу шарьяжа. Большая часть Колымо-Омолонского блока представлена входящим в его состав Томмотско-Полоусненским блоком и только небольшая площадь в юго-восточном углу

листа приходится на блок Алазейской островной дуги, скрытый под покровом кайнозойских отложений. Томмотско-Полоусненский блок – это блок континентальной природы, который вместе с Тасхаяхта-Омулёвским и Приколымским блоками отделились от Сибирского континента, то есть являются его отторженцами [Борисова, 1998ф]. Эти блоки образуют цепочку, выпуклую к западу и именуемую Колымской структурной петлей. Алазейская дуга выделена по геологическим данным сопредельных листов и геофизическим данным. Вероятно, Томмотско-Полоусненский блок и Алазейскую островную дугу разделяет сутура, представленная границей шарьяжа. На Томмотско-Полоусненский блок шарьированы офиолиты и метаморфические образования, сохранившиеся в виде Уяндинского клиппа. Офиолиты являются фрагментами океанической коры. Породы протолита метаморфического комплекса относятся к образованиям островной дуги, вероятно, Алазейской; офиолиты, возможно, служили основанием дуги. Образования Святоносской островной дуги обнажаются небольшими фрагментами из-под чехла кайнозойских образований Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы. Олойская островная дуга предполагается на основании геофизических данных в фундаменте эпипозднекиммерийской платформы, располагается в северо-восточном углу листа, полностью скрыта под чехлом кайнозойских образований.

Верхоянская складчато-надвиговая система представляет собой деформированную восточную пассивную окраину Сибирского континента. Эта система огромная. На данном листе она представлена Полоусненской складчато-надвиговой аллохтонной зоной [ГК R-53, 2020]. Ранее она выделялась в качестве Полоусненского синклиория. Зона по надвигам разделена на три подзоны: Южно-Полоусненскую (ЮП), Центральную-Полоусненскую (ЦП) и Северо-Полоусненскую (СП). Центральная-Полоусненская подзона представлена очень малым фрагментом, расположенным на западе листа. Она подробно рассмотрена на листе R-53 [ГК R-53, 2020]. Северо-Полоусненская и Южно-Полоусненская подзоны различаются простиранием и вергентностью складчато-надвиговых структур. В Южно-Полоусненской подзоне простирания пород преимущественно восток-северо-восточные и субширотные, вергентность север–северо-западная и северная. В Северо-Полоусненской – простирания структур в основном субширотные, вергентность южная.

Индигино-Колымская складчато-надвиговая система представлена Туоостахской и Селенняхской складчато-надвиговыми зонами, а также Уяндино-Ясачненской складчатой зоной. Первые две отличаются друг от друга главным образом возрастом обнажающихся пород, а третья от двух первых еще характером и интенсивностью деформаций. В Уяндино-Ясачненской зоне образования, деформированные в складки и надвиги, перекрыты менее деформированными образованиями.

На складчатую область наложен Джахтардах-Олойский вулканоплутонический пояс.

Кроме того, на складчатую область наложены впадины, выполненные кайнозойскими континентальными отложениями: Селенняхская (С), Уяндинская (У), Томмотская (Т), Мятиская (М) и Абыйская (А).



Лаптевоморская эпипозднекимерийская платформа в пределах данного листа включает акваторию моря Лаптевых, Янского залива и Селляхской гуды моря Лаптевых, а также Яно-Индигирскую низменность.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Характеристика глубинного строения территории основана главным образом на интерпретации карт геофизической основы: аномальных полей – магнитного и силы тяжести, их составляющих, а также трансформант гравитационного и магнитного полей. Кроме того, использовались данные по сейсмическим профилям МОГТ на северо-востоке листа [Сулова, 1994ф] и опубликованные материалы о глубинном строении территории Российской Арктики [Шокальский, 2014ф].

Земная кора на схеме глубинного строения разделена на блоки по мощности континентальной коры на основе Карты региональной составляющей гравитационного поля с учетом карты мощности земной коры [Шокальский, 2014ф]. На Карте региональной составляющей гравитационного поля отражаются мощность континентальной коры, крупные плутоны гранитоидов и кайнозойские грабены. При делении территории на блоки не учитывались аномалии, интерпретируемые как интрузии гранитоидов и как кайнозойские грабены. Мощность коры уменьшается в пределах листа с юга на север и с запада на восток, что отражено на карте мощности земной коры [Шокальский, 2014ф]. На схему глубинного строения нанесены изогипсы поверхности Мохоровичича. Выделено три типа континентальной коры разной мощности, которые на схеме показаны цветом. С целью выявления связи между глубинными геофизическими неоднородностями и основными тектоническими структурами оттенками цветов в пределах блоков отражены системы Верхояно-Колымо-Чукотской складчатой области и Лаптевоморская платформа.

1. Блок мощной континентальной коры выделяется на юго-западе листа. Мощность коры составляет  $>40$  км, это соответствует значениям региональной составляющей аномального поля силы тяжести от немногим менее  $-85$  до  $-45$  мГал (БД, OGFO). Наименьшие значения региональной составляющей аномального поля силы тяжести в этом блоке (практически до  $-85$  мГал) являются результатом наложения характеристик мощной континентальной коры и гранитоидов, в первую очередь Хадараньинского гранитного массива.

Блок включает фрагменты Верхоянской складчато-надвиговой системы Сибирского континента и Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системы Томмотско-Полоусненского блока. Утолщение континентальной коры в блоке связано, вероятнее всего, с надвижением Колымо-Омолонского составного блока, включающего Томмотско-Полоусненский блок, на Сибирский континент и, следовательно, с увеличением мощности разреза в Туостяхской и Селенняхской зонах Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системы и со скучиванием образований Сибирского континента в Верхоянской складчато-надвиговой системе перед Колымо-Омолонским блоком. Таким образом, блок мощной континентальной коры представляет собой зону скучивания. Из геологической карты очевидно, что зона скучивания на границе Сибирского континента и Колымо-Омолонского блока продолжается

в восток–северо-восточном направлении, однако мощность континентальной коры в этом направлении падает. Это, по всей видимости, связано с утонением коры после образования зоны сгущивания.

2. Блок континентальной коры средней мощности (40–36 км) занимает центральную часть территории листа. Значения региональной составляющей аномального поля силы тяжести в его пределах составляют от –60 до чуть более –15 мГал). Разброс значений обусловлен наличием в блоке гранитоидных интрузий и кайнозойских грабенов, к которым приурочены минимальные значения. Блок представляет собой переход от блока мощной коры к блоку утоненной коры, включает фрагменты Верхоянской и Индигиро-Колымской складчато-надвиговых систем Сибирского континента и Томмотско-Полоусненского блока соответственно. Зона сгущивания на границе Сибирского континента и Колымо-Омолонского блока, продолжающаяся в пределы этого блока, утонена последующими событиями.

3. Блок утоненной континентальной коры в пределах листа имеет мощность от чуть менее 30 до 36 км, занимает северную и юго-восточную части листа, где широко развиты кайнозойские образования. В северной части листа площадь, занимаемая этим блоком, совпадает с площадью Лаптевоморской платформы, в юго-восточной части – с площадью Мятиськой и Абыйской впадин. Эта площадь захватывает небольшой фрагмент Верхоянской системы деформаций вблизи платформы, а также включает фрагменты Индигиро-Колымской и Алазейской систем деформаций, частично или полностью скрытые под отложениями, заполняющими Мятиськую и Абыйскую впадины. Блок характеризуется значениями региональной составляющей аномального поля силы тяжести от –85 мГал до начальных положительных значений: чуть менее 10 мГал. Разброс значений региональной составляющей аномального поля силы тяжести в пределах этого блока еще больше, чем в блоке коры средней мощностью. Положительные значения фиксируются в пределах Лаптевоморской платформы в северо-западном углу листа, где мощность коры для данной территории минимальна (<30 км), и в Абыйской впадине у восточной рамки листа. Минимальные значения приурочены к Тастахскому грабену, находящемуся в пределах Лаптевоморской платформы (<–25 мГал) и к грабену, по которому развита Мятиськая впадина (до –85 мГал).

Утоненность коры в пределах Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы связана, по всей видимости, с раскрытием Евразийского океанического бассейна.

В пределах Лаптевоморской платформы в северо-восточном углу листа выделена Олойская система, перекрытая отложениями кайнозоя. Система выделена на основании геофизических данных, ориентируясь на геолого-геофизические характеристики образований Олойской островной дуги, вскрытых на соседних территориях (листы R-57, Q-57, Q-58). Верхнетриасовые, юрские и нижнемеловые вулканогенные образования Олойской дуги широко представлены на листах Q-57, Q-58. На листе R-57 эти образования фрагментами обнажаются из-под чехла кайнозойских отложений и из-под нижнемеловых образований Джахтардах-Олойского вулканоплутонического пояса. Все эти образования находятся в пределах одной структуры, хорошо выделяющейся в аномальном магнитном поле и в его составляющих по

обширным протяженным положительным аномалиям. Эта структура простирается в северо-западном направлении. Образования дуги и, соответственно, Олойская система на территории листа характеризуются дифференцированным положительным полем (до 200 нТл). Породы в ее пределах обладают, по всей видимости, сильной намагниченностью. Особенно четко система выделяется на карте региональной составляющей магнитного поля интенсивной положительной аномалией до 150 нТл. Система выделена за северной рамкой листа под названием «Рауччанско-Олойской система» [ГК S-53,54, 2016]. На данном листе Олойская система представляет собой фундамент Лаптевоморской платформы.

В пределах Абыйской наложенной впадины под чехлом кайнозойских отложений выделена Алазейская система на основании геологических данных сопредельных листов и геофизических данных. Эта система обнажается на расположенных к востоку и юго-востоку листах R-55 и Q-55, Q-56. Алазейская система занимает юго-восточный угол территории листа, отражается в аномальном магнитном поле, а также в его составляющих положительными аномалиями. Особенно четко она выделяется на карте локальной составляющей магнитного поля интенсивной положительной аномалией до 100–150 нТл. Возможно, это обусловлено тем, что в этом месте совмещены поля деформированных верхнеюрских и наложенных на них меловых вулканических пород основного и среднего составов.

На территории листа в блоках коры разной мощностью по полям региональной составляющей силы тяжести и результатам сейсморазведки выделены грабены, ограниченные высокоградиентными зонами. Грабенам соответствуют отрицательные аномалии силы тяжести, особенно ее локальной составляющей. При выделении грабенов учитывались также результаты бурения [Сметанникова, 1992ф].

В блоке мощной коры выделен грабен в пределах Селенняхской наложенной впадины; в блоке коры средней мощностью выделено два грабена в пределах Уяндинской впадины и по грабену в пределах Иргиченской и Томмотской впадин. В блоке утоненной коры выделены Мятиський грабен в пределах одноименной впадины и два грабена в пределах Лаптевоморской платформы. Мятиський грабен в пределах складчатой области наиболее глубокий, характеризуется минимальными значениями региональной составляющей аномального поля силы тяжести (–85 мГал). Грабен протягивается далеко на юго-восток. Мощность кайнозойских отложений в нем на листе Q-54 – более 2 км.

В блоке утоненной коры в пределах Лаптевоморской платформы выделяются Широкостанский и Тастахский грабены. Широкостанский грабен продолжается далеко на северо-запад на смежном с севера листе и выклинивается в юго-восточном направлении на рассматриваемой территории. Грабен выражен в локальном гравитационном поле отрицательными значениями аномалий от –4 до –6 мГал. Его глубина, по данным смежного с севера листа S-54 [ГК S-53,54, 2016], оценена более чем в 2 км.

Крупный Тастахский грабен доказан сейсморазведочными работами МОГТ. На данном листе представлен фрагментом, занимающим северо-восточный угол листа. Грабен был выделен по трем сейсмическим горизон-

там: Ю', Ю, М-Ю [Суслова, 1994ф]. За подошву заполняющих грабен отложений авторами принят сейсмический горизонт Ю', ниже которого наблюдается волновая картина, характерная для дислоцированных отложений. В локальном гравитационном поле грабен характеризуется отрицательными значениями аномалий от  $-2$  до  $-6$  мГал. По данным сейморазведки МОГТ, глубина грабена в пределах листа превышает 4,1 км (по отражающему горизонту Ю'). С юго-запада грабен ограничен высокоградиентной зоной в полях силы тяжести, которая интерпретирована как сброс. Градиентная зона находится в районе глубин 1,5–2 км.

В геофизических полях глубинное строение территории во многом осложнено наличием вскрытых и невскрытых интрузий гранитоидного состава. На схему глубинного строения нанесены выходы гранитоидов на поверхность и предполагаемые интрузивные тела гранитоидов, не выходящих на картографируемую поверхность. В аномальном магнитном поле и его составляющих вскрытые массивы выглядят по-разному. Большая часть этих массивов выражена отрицательными магнитными аномалиями. По контуру массивы, внедрившиеся в терригенные породы, окружены положительными аномалиями, отражающими роговики. Часть вскрытых массивов, образующих полосы восток–юго-восточного (эликчанский плутонический комплекс) и север–северо-восточного (южно-ниргиэровский плутонический комплекс) простираний, выражена положительными магнитными аномалиями. Крупным и средним массивам гранитоидов соответствуют области интенсивных минимумов поля силы тяжести. В локальной составляющей поля силы тяжести этим массивам соответствуют области отрицательных значений на фоне положительных. Небольшие интрузивные тела отражаются в аномальном гравитационном поле и в его локальной составляющей слабоинтенсивными аномалиями разных знаков.

Невскрытые массивы или части массивов выражены большей частью положительными магнитными аномалиями.

К массивам, не выходящим на дневную поверхность и выраженным положительной магнитной аномалией, относится, в числе прочих, массив Депутатский, вскрытый тремя скважинами по краю этой аномалии. Мощность роговиков над гранитами по скважинам – 200–375 м [Трунилина, 1996ф]. В отдельных случаях массивы гранитоидов, включая невскрытые части, выражены отрицательной магнитной аномалией. К таким относится Явтахский массив. Судя по ореолу ороговикования этот массив достаточно крупный, но на дневную поверхность выходят малые фрагменты его центральной части. Большая часть ореола ороговикования отвечает отрицательной магнитной аномалии и положительной гравитационной аномалии. Из этого следует, что мощность роговиков над гранитами очень мала, и аномальное магнитное поле отражает граниты, а не роговики.

Отрицательной магнитной аномалией выражен массив Муксунуоха-Гас, включая его невскрытые части.

В некоторых случаях трудно определить, насколько большая часть массива не вскрыта. Это относится к массиву Одинокый, расположенному в зоне ороговикования Омчикандинского массива, выраженной положительной магнитной аномалией.

На севере листа четко выделяются цепочки локальных магнитных аномалий, положительных (большей частью) или отрицательных в окружении положительных. Последние, а также некоторые положительные аномалии отражают вскрытые небольшие гранитоидные интрузии (в зависимости от глубины эрозионного среза), остальные положительные аномалии – нескрытые аналогичные интрузии. Пять цепочек аномалий простираются в северо-восточном направлении. Эти цепочки образуют поперечные магматические ряды интрузий святоносского плутонического комплекса, три из них включают вскрытые тела интрузий. Одна цепочка аномалий простирается в восток–юго-восточном направлении. Возможно, это ряд интрузий эликчанского комплекса.

Такие же локальные магнитные аномалии, расположенные в западной части листа, дополняют выделенные по вскрытым интрузиям поперечные магматические ряды северо-западного простираения, включающие интрузии бакы-дербекинского и арга-эмнекенского плутонических комплексов.

Поперечные магматические ряды приурочены, вероятно, к глубинным разломам, не проявленным на поверхности.

На схеме глубинного строения показаны скрытые под чехлом кайнозойских отложений предполагаемые поля вулканических пород основного–среднего состава. Эти поля выделены по сходству их геофизических характеристик с вулканическими полями, выходящими на дневную поверхность, также показанными на схеме. Выделены предполагаемые поля меловых вулканических пород Джахтардах-Олойского вулкано-плутонического пояса, верхнеюрских вулканических пород в пределах Индигиро-Колымской и Святоносской систем деформации, верхнеюрских и нижнемеловых вулканических пород в пределах Алазейской системы деформаций.

Предполагаемое поле меловых вулканических пород Джахтардах-Олойского вулкано-плутонического пояса примыкает к выходящим на поверхность образованиям джахтардахской свиты, характеризуется сильно дифференцированным разнознаковым аномальным магнитным полем и его локальной составляющей, создающими контрастный «мозаичный» рисунок на соответствующих картах. Породы поля вулканитов обладают сильной намагниченностью.

Предполагаемые поля верхнеюрских вулканических пород в пределах Индигиро-Колымской системы примыкают к широким обнажающимся полям распространения этих пород, характеризуются спокойным слабодифференцированным положительным аномальным магнитным полем и слабо- и среднедифференцированным разнознаковым полем локальной составляющей магнитного поля. Породы поля вулканитов обладают сильной намагниченностью.

Предполагаемые поля верхнеюрских вулканических пород выделены также в пределах Святоносской системы. Одно из полей примыкает к обнажениям святоносской свиты на горе Муксунуоха-Тас. Эти поля характеризуются дифференцированным магнитным полем на фоне недеференцированного поля.

В пределах Алазейской системы деформаций аномальное магнитное поле исключительно положительное дифференцированное с наиболее высокими для данного листа значениями, превышающими 500 нТл. Локальная составляющая магнитного поля в месте его наивысших значений сильно дифферен-

цированная, знакопеременная. Вероятно, в пределах Алазейской системы деформаций накладываются поля верхнеюрских вулканических пород и меловых вулканических пород Джахтардах-Олойского вулканоплутонического пояса.

## СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

В границах рассматриваемой территории вскрываются образования блоков, разделенных в прошлом корой океанического типа, развивающихся отдельно друг от друга и соединившихся в юре – раннем мелу. В разрезе каждого из блоков выделяются свои структурные этажи, отвечающие главным эпохам геологического развития, некоторые из них разделены на ярусы и подъярусы.

В пределах Томмотско-Полоусненского блока выделяются ордовикско-нижнедевонский, среднедевонско-пермский, триасовый, ниже-среднеюрский структурные этажи.

Блок Алазейской островной дуги представлен двумя этажами: нижневендским и силурийско-нижнедевонским.

В Колымо-Омолонском составном блоке, который образован объединением Томмотско-Полоусненского блока и Алазейской островной дуги, выделяется верхнеюрско-нижнемеловой структурный этаж.

Сибирский континент представлен верхнетриасово-нижнемеловым структурным этажом.

Святоносскую островную дугу отображает верхнеюрский структурный этаж.

С раннемелового времени все блоки объединены, их история общая, структурные этажи с этого времени едины для всех блоков. К ним относятся берриас-барремский, баррем-аптский, альбский и палеоцен-плиоценовый структурные этажи. Нижнемеловые этажи представлены плутоническими, гипабиссальными и вулканическими комплексами.

Палеоцен-плиоценовый структурный этаж представлен осадочными отложениями, которые с крупным стратиграфическим и, как правило, резким угловым несогласиями прекрывают все перечисленные этажи.

## ТОММОТСКО-ПОЛОУСНЕНСКИЙ БЛОК

**Ордовикско-нижнедевонский структурный этаж.** Отложения данного этажа являются главной составляющей Селенняхской складчато-надвиговой зоны. Этаж представлен терригенно-карбонатной формацией шельфа пассивной континентальной окраины. Этаж включает секдекунскую, унгинскую, тарынг-юряхскую и волчинскую объединенные, калычанскую и сыачанскую объединенные, сакынджинскую и балгикакчанскую объединенные свиты ордовика; ухватскую, чабагалахскую, рябининскую, артых-юряхскую и талынджинскую свиты силура, датнинскую, сагырскую, неличенскую, криворучьевскую и герскую свиты раннего девона. От следующего структурного этажа он отделен стратиграфическим несогласием. Терригенно-карбонатные отло-

жения ордовика образуют циклы, которые начинаются с известняков и заканчиваются карбонатно-глинистыми породами. Секдекунская и унгинская свиты составляют нижний цикл. Следующим циклам отвечают объединенные свиты, тарынг-юряхская свита начинает среднеордовикский цикл, калычанская – верхнеордовикский. Силурийские отложения начинаются с терригенно-карбонатных (чибагалахская свита) или карбонатно-глинистых пород (ухватская свита). Выше залегают доломиты с прослоями известняков (рябининская свита), сменяющиеся на части территории красноцветными карбонатно-глинистыми породами (артых-юряхская свита). Заканчивается разрез силура доломитами и доломитистыми известняками (талынджинская свита). Нижнедевонские отложения начинаются преимущественно известняками (датнинская и сагырская свиты локхова), которые сменяются известняками, содержащими терригенную примесь (неличенская и криворучьевская свиты прагиена–эмса), заканчиваются красноцветными алевролитами, песчаниками и мергелями.

Мощность этажа – 6160–9720 м.

**Среднедевонско-пермский структурный этаж.** Образования этажа также участвуют в строении Селенняхской складчато-надвиговой зоны. Эти образования отражают проявления внутриконтинентального рифтогенеза на шельфе пассивной окраины, выраженные вулканитами основного состава в отложениях терригенно-кремнисто-карбонатной формации, а также интрузиями щелочногранит-сиенит-щелочногаббровой и габбродолеритовой формаций. Терригенно-кремнисто-карбонатную формацию с вулканитами основного состава составляют себечанская и четляунская свиты среднего–верхнего девона, юркинская и северосеймчанская толщи верхнего девона – нижнего карбона, уроничанская, правотирехтяхская, дякычанская и верхнемоголохская толщи нижнего–верхнего карбона, гусятинская толща нижнего карбона, правононгондинская толща среднего–верхнего карбона, нангонджинская свита нижнего карбона – перми и тупиковая пермская толща; щелочногранит-сиенит-щелочногаббровую – томмотский комплекс, габбродолеритовую – намысахский комплекс.

Образования этажа отделены от ордовикско-нижнедевонского стратиграфическим перерывом в объеме эйфельского яруса. В основании разреза этажа залегают конгломераты. Литологический состав терригенно-кремнисто-карбонатной формации с вулканитами изменяется вдоль возрастной шкалы. Девонские отложения, помимо конгломератов, и нижекаменноугольные отложения (турне) представлены известняками с прослоями известковистых алевролитов, известково-глинистых и глинистых сланцев (себечанская, четляунская свиты, юркинская толща, нижняя часть северосеймчанской толщи). Литологический состав образований каменноугольного возраста, начиная с турне, значительно различается по площади. В Нальчанском и Тирехтях-Намысахском СР в разрезе участвуют кремнистые, глинистые, карбонатные, терригенные и туфоогенно-осадочные породы в разных соотношениях (нангонджинская толща и объединенные уроничанская, правотирехтяхская, дякычанская толщи). В Четляунском и Моголохском СФПЗ разрез дополнен базальтами, лавобрекчиями, туфами (верхняя часть северосеймчанской толщи, правононгондинская и верхнемоголохская толщи). В Четляунском СФПЗ

толщи, включающие базальты (северосеймчанская и верхнемоголохская), разделены гусиной толщиной, сложенной известняками с пластами кремнистых аргиллитов. Пермский разрез включает вулканогенно-терригенные и терригенные породы, известняки, фтаниты и кремнисто-глинистые породы.

Эффузивы толщ карбона относятся к щелочной, умереннощелочной и толеитовой петрохимическим сериям. Геохимические характеристики однозначно указывают на образование эффузивов толщ при внутриконтинентальном рифтогенезе.

Видимая мощность формации – от 750 до 3030 м.

Габбродолеритовую формацию представляют силлы габбро и дайки габбродолеритов намысахского комплекса; щелочногранит-сиенит-щелочногаббровую формацию – томмотский комплекс двухфазный (породы Томмотского массива): первая фаза – габбро щелочные и умереннощелочные, пироксениты и горнблендиты щелочные, вторая фаза – сиениты, граносиениты, граниты щелочные.

Обе формации интрузивных пород этажа, как и эффузивных, формировались, судя по геохимическим особенностям, в обстановке континентального растяжения, при внутриконтинентальном рифтогенезе.

Контакты со следующим структурным этажом только тектонические.

**Триасовый структурный этаж** вместе с ниже-среднеюрским слагает разрез Туостахской складчато-надвиговой зоны. Он представлен терригенной формацией – переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, накопившимися в условиях мелководного шельфа пассивной окраины Томмотско-Полоусненского блока. Этаж включает ненелинскую свиту нижнего отдела, солоньинскую свиту, сахчанскую, алешкинскую и наханскую толщи верхнего отдела. Вскрытая мощность этажа – 3150–3750 м.

**Ниже-среднеюрский структурный этаж.** Осадочная часть ниже-среднеюрского этажа совместно с триасовым этажом составляет Туостахскую складчато-надвиговую зону, его интрузивная часть находится в пределах Селенняхской зоны. Ниже-среднеюрский и триасовый структурные этажи отличаются между собой составом слагающих их образований и геодинамическими обстановками, в которых они образовались. Образования ниже-среднеюрского этажа относятся к двум формациям: терригенной с вулканитами (туфами) среднего-основного состава и перидотит-пироксенит-монцогаббровой. Первую слагают переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, а также туфы и вулканогенно-осадочные породы, накопившиеся на шельфе энсиалической островной надсубдукционной вулканической дуги (Селенняхской). Авторами предполагается, что осевая часть дуги располагалась в пределах Селенняхской зоны и вулканогенные образования этой части дуги полностью размыты. Формация представлена чемединской толщей, сетакчанской, такалканской и боргунджинской свитами. Песчаники этих подразделений содержат большое количество литокластов. Их главной особенностью является присутствие среди литокластов карбонатных пород. Литокласты – вулканические породы от кислого до основного состава, в том числе, возможно, пирокластические, измененные долериты и гипабиссальные породы среднего состава, серицитовые сланцы, карбонатные породы, алевроито-глинистые осадочные породы, силициты. Литокласты составляют до 2/3



объема обломочного материала. Кристаллокласты – плагиоклаз, кварц, светлая гидрослюда, мусковит. Калинатровый полевой шпат среди кристаллокластов редок. В тяжелой фракции отмечаются только циркон, апатит, турмалин, сфен. Обломочный материал в большинстве хорошо, реже умеренно сортирован, обломки слабоокатанные и полуокатанные [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК-1000/3 R-53, 2020]. Вскрытая мощность формации – 1950–1970 м.

Перидотит-пироксенит-монцогаббровая формация – это кюрюеляхский плутонический комплекс. Комплекс составляют малые интрузивные тела, сложенные передотитами, пироксенитами, монцогаббро, габбро, габбродиоритами, монцодиоритами и монцонитами. Располагаются тела комплекса на северном краю Селенныхской зоны.

Породы комплекса принадлежат к известково-щелочной и умереннощелочной петрохимическим сериям. По петро- и геохимическим характеристикам породы являются надсубдукционными образованиями, но имеют признаки, характерные для зон растяжения.

Формирование комплекса происходило над зоной субдукции, в условиях континентального растяжения в тылу вулканической дуги.

## АЛАЗЕЙСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

**Нижневендский структурный этаж.** К этому структурному этажу относится габбро-дунит-гарцбургитовая формация – калгынский комплекс. Этот комплекс по петрографическим, петро- и геохимическим характеристикам отвечает офиолитам.

Калгынский комплекс офиолитов вместе с уяндинским метаморфическим комплексом амфиболит-кристаллосланцевым образуют Уяндинский клипп, включающий в себя две тектонические пластины, из которых нижняя сложена породами калгынского комплекса, а верхняя – метаморфитами уяндинского комплекса. Калгынский комплекс сложен серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, габбро амфиболитизированными, габброамфиболитами, амфиболитами и метабазальтами. Во внутреннем строении нижней пластины ультрамафиты и габброиды имеют тектонические соотношения, образуя ряд чередующихся более мелких пологих пластин. Одни пластины сложены почти полностью серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, другие – габброидами.

**Силурийско-нижнедевонский структурный этаж.** К этому этажу относится вулканогенно-терригенная формация, под которой понимается протолит уяндинского метаморфического комплекса амфиболит-кристаллосланцевого, слагающего верхнюю пластину Уяндинского офиолит-метаморфического клиппа. В составе метаморфического комплекса преобладают двуслюдяные, биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-амфиболовые метатерригенные и метавулканогенные сланцы с отдельными линзами и маломощными прослоями слюдистых кварцитов, мраморов и кальцифиров. Породы протолита уяндинского метаморфического комплекса, вероятно, являются образованиями Алазейской островной дуги. Эти образования испытали метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации [Оксман, 2000], датированный  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по биотиту из метапелитов поздним девоном (374 млн лет) и сред-

ним карбоном (312 млн лет) [Лейер, 1993]. Возможно, этот метаморфизм связан с субдукцией под Алазейскую островную дугу, действующую в это время. Возраст протолита весьма условен, но древнее возраста метаморфизма, предположительно, силурийско-раннедевонский.

## КОЛЫМО-ОМОЛОНСКИЙ СОСТАВНОЙ БЛОК

**Верхнеюрско-нижнемеловой структурный этаж.** Этаж делится на два структурных яруса: верхнеюрский и нижнемеловой.

**Верхнеюрский структурный ярус** включает терригенно-вулканогенную базальт-андезит-риолитовую и габбровую формации, отнесенные к вулканическому и гипаббисальному комплексам энсиалической островной дуги. Образования терригенно-вулканогенной формации распространены в пределах Уяндино-Ясачненской складчатой и Селенняхской складчато-надвиговой зон, где они с угловым и стратиграфическим несогласиями перекрывают палеозойские образования. Нижнюю часть терригенно-вулканогенной формации составляет салгатасский вулканический комплекс базальт-андезитовый, в который входят мукдуканская и эмтанджинская свиты и субвулканические образования; верхнюю – догдинский вулканический комплекс дацит-риолитовый, который составляют догдинская свита и субвулканические образования. Мукдуканская и эмтанджинская свиты сложены лавами и туфами основного и среднего состава, в основании залегают терригенные породы, в том числе конгломераты. Субвулканические образования салгатасского вулканического комплекса представлены долеритами и габбродолеритами. Догдинская свита сложена лавами и туфами кислого состава с прослоями туфоалевролитов, туфоаргиллитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов. Субвулканические образования догдинского вулканического комплекса представлены риолитами, дацитами, риодацитами.

Видимая мощность стратифицированной части базальт-андезит-риолитовой формации – 900–1250 м.

Эффузивы и субвулканические тела салгатасского комплекса принадлежат к умереннощелочной и толеитовой сериям, вулканы догдинского комплекса принадлежат к толеитовой и известково-щелочной сериям. Все вулканы этажа по геохимическим особенностям являются образованиями энсиалической островной дуги.

Габбровая формация представлена гипабиссальным умбинским комплексом, который составляют штоки габбро и дайки габбро, габбродолеритов и долеритов. Тела габбровой формации распространены в Селенняхской и Туостахской складчато-надвиговых зонах, прорывают образования палеозойских, триасового и ниже-среднеюрского структурных этажей. Породы умбинского комплекса принадлежат к толеитовой, известково-щелочной и умереннощелочной сериям. По геохимическим особенностям породы хорошо сопоставляются с вулканами основного состава салгатасского комплекса и являются гипабиссальными образованиями энсиалической островной дуги.

Все формации верхнеюрского структурного яруса сформировались в обстановке островной дуги, которую традиционно называют название Уяндино-Ясачненская.

*Нижнемеловой структурный ярус* представлен диорит-гранодиорит-гранитовой формацией, соответствующей южно-ниргиэрскому комплексу. Формация отнесена к плутоническому комплексу энсиалической островной дуги.

Южно-ниргиэрский магматический комплекс протягивается полосой северо-восточного простирания в юго-восточной части листа, включает массивы и штоки, сложенные гранитами, гранодиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, габбродиоритами. Гранитоиды относятся к I типу, характерной особенностью всех пород комплекса является их магнитность, на картах аномального магнитного поля они выражены положительными аномалиями. Породы комплекса преимущественно принадлежат к известково-щелочной и умереннощелочной сериям, по геохимическим характеристикам сопоставимы с породами салтагатасского комплекса, что указывает на островодужную обстановку. Сформировались эти породы, как и верхнеюрские, в Уяндино-Ясачненской дуге.

## СИБИРСКИЙ КОНТИНЕНТ

**Верхнетриасово-нижнемеловой структурный этаж и ярус.** Сибирский континент представлен частью структурного этажа, соответствующего развитию пассивной окраины Сибири и частью структурного яруса (в полном объеме визе-берриасского), отвечающего терригенному осадконакопленению.

По характеру осадконакопления, связанному с изменением источника сноса, ярус разделяется на два подъяруса – верхнетриасовый и среднеюрско-нижнемеловой. Границы между подъярусами только тектонические.

**Верхнетриасовый структурный подъярус.** Отложения подъяруса выходят на поверхность в пределах Северо-Полоусненской подзоны Полоусненской складчато-надвиговой зоны в тектонических пластинах перед фронтом надвигов. Разрез подъяруса сложен терригенной формацией шельфа: песчаниками, алевролитами, линзами известняков (лебедевская свита и диеляхская толща объединенные). Видимая мощность – 350 м.

**Среднеюрско-нижнемеловой структурный подъярус** представлен отложениями Полоусненской складчато-надвиговой зоны: куччугуйской, бургачинской и эльбукской свит средней юры, абырабытской свиты средней-верхней юры, чондонской, антигской и мохоройской свит верхней юры и илин-юряхской свиты верхней юры – нижнего мела (берриаса). Это терригенная толща, в которой чередуются пласты песчаников с пачками переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов в разных соотношениях, песчаники преобладают. Толща относится к терригенной формации шельфа, накопившейся на пассивной окраине Сибирского континента. Структурный подъярус выделен в связи с отличием минерального состава песчаников этого подъяруса от песчаников пермско-нижнеюрского подъяруса, выявленной на территории листа R-53 [ГК-1000/3 R-53, 2020], что предполагает иной источ-

ник сноса, обусловленный геодинамическим событием, и, следовательно, иной подэтап развития.

В песчаниках этого подъяруса кристаллокластика имеет ярко выраженный аркозовый состав, существенную роль играют обломки гранитоидов и вулканических пород. В составе обломков присутствуют кислый плагиоклаз, кварц, калинатровый полевой шпат, мусковит, биотит и гидробиотит, хлорит, обломки гранитоидов, вулканитов кислого и среднего составов, силицитов, кварцитов, реже осадочных пород (аргиллитов, алевролитов). Обломков полевых шпатов существенно больше, чем обломков кварца. Набор аксессуаров богат: циркон, гранат, апатит, турмалин, ставролит, зеленый амфибол, сфен, эпидот, рудный минерал. Сортированность обломочного материала часто умеренная, реже хорошая, иногда плохая; обломки неокатанные, реже полуокатанные [ГК-1000/3 R-53, 2020].

Видимая мощность подъяруса – от 2100 до 4850 м.

### СВЯТОНОССКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА

**Верхнеюрский структурный этаж.** Святоносскую островную дугу представляет один этаж, сложенный терригенно-вулканогенной формацией, состав вулканитов – от основных до кислых. Формацию составляют уларская терригенная свита (песчаники, алевролиты, аргиллиты), святоносская терригенно-вулканогенная свита (андезиты, базальты, их кластолавы и туфы, песчаники, алевролиты) и чурпуньинская вулканогенная толща (дациты, риодациты, риолиты, туфобрекчи). Видимая мощность этажа – 1050–1150 м. Породы накапливались в субдукционной обстановке на островной дуге.

### СИБИРСКИЙ КОНТИНЕНТ, ОБЪЕДИНЕННЫЙ С КОЛЫМО-ОМОЛОНСКИМ БЛОКОМ И СО СВЯТОНОССКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГОЙ

В его пределах выделяется четыре структурных этажа: берриас-барремский, баррем-аптский, альбский и палеоцен-плиоценовый.

**Берриас-барремский структурный этаж.** К этому этажу относится коллизионный плутонический геодинамический комплекс, образовавшийся в обстановке коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского составного блока. Этот геодинамический комплекс составляют диорит-гранодиорит-гранитовая (бакы-дербекинский плутонический комплекс), гранит-лейкогранитовая (саханьинский плутонический комплекс), гранодиорит-гранитовая (арга-эмнекенский плутонический комплекс), лейкогранит-гранитовая (омчикандинский плутонический комплекс) формации. Бакы-дербекинский, арга-эмнекенский и омчикандинский комплексы распространены в Индигиро-Колымской и Верхоянской системах деформаций, саханьинский – только в Индигиро-Колымской системе. Интрузии геодинамического комплекса прорывают и метаморфизуют деформированные образования всех структурных этажей Томмотско-Полоусненского блока, верхнеюрско-нижнемелового этажа Колымо-Омолонского блока и верхнетриасово-нижнемелового этажа

Сибирского континента. Баки-дербекинский комплекс весьма разнообразен по размеру массивов (комплексу принадлежат массивы от очень крупных до мелких) и по составу пород, разделен на две фазы. К первой отнесены породы от диоритов до гранодиоритов, ко второй – от гранодиоритов до лейкогранитов. Породы первой фазы слагают небольшие массивы, штоки и дайки, второй – крупные массивы (Хадараньинский и ряд массивов на листе R-53), малые тела и дайки. Саханьинский комплекс представлен крупными и средними массивами, выполненными гранитами, лейкогранитами, редко гранодиоритами и ассоциирующими с этими массивами дайками аплитовидных гранитов, аплитов и жилами пегматитов. Арга-эмнекенский комплекс включают средние и мелкие массивы, штоки и дайки, причем дайки составляют значительную его часть. Спектр пород этого комплекса – от диоритов до гранитов. Омчикандинский комплекс имеет наиболее кислый состав, представлен гранитами и лейкогранитами, слагающими массивы, сопутствующими дайками лейкогранитов, пегматоидных и аплитовидных гранитов и жилами аплитов и пегматитов. Тела баки-дербекинского комплекса и часть тел арга-эмнекенского комплекса образуют поперечные основным структурам магматические ряды.

Имеющиеся данные свидетельствуют о коллизионной природе саханьинского и омчикандинского комплексов, сменяющих один другой по возрасту. Однако гранитоиды этих комплексов имеют признаки субдукционного источника, относятся к IS-типу.

Баки-дербекинский комплекс отнесен к коллизионному геодинамическому комплексу по сходству петрохимических характеристик и по близкому времени образования с саханьинским комплексом, образованным в коллизионной обстановке.

Арга-эмнекенский комплекс, близкий по возрасту к омчикандинскому, формировался в той же коллизионной обстановке. По геохимическим особенностям породы несут в себе признаки субдукционных и коллизионных образований и имеют смешанный корово-мантийный источник.

Признаки субдукционной обстановки, которые несут комплексы этажа, а особенно арга-эмнекенский комплекс, вызваны, вероятно, сменой полярности субдукции перед началом коллизии, то есть субдукция под Колымо-Омолонский блок, образовавшая Уяндино-Ясачненскую вулканическую дугу, сменилась субдукцией под Сибирский континент.

Внедрение пород баки-дербекинского и арга-эмнекенского комплексов происходило по глубинным разломам, поперечным складчатым структурам, образуя поперечные латеральные магматические ряды.

**Баррем-аптский структурный этаж.** К этажу относятся андезит-дацитовая и граносиенит-гранит-гранодиоритовая формации, отвечающие вулканическому и плутоническому геодинамическим комплексам активной континентальной окраины андского типа. Эти образования составляют Тумус-Нельканский вулкано-плутонический пояс, соответствующий Тумус-Нельканской СФО. Андезит-дацитовая формация соответствует тумуской толще, с угловым несогласием перекрывает образования верхнетриасово-нижнемелового этажа Сибирского континента и среднедевонско-пермского и ниже-среднеюрского этажей Томмотско-Полоусненского блока. В составе

этой толщи – андезиты, дациты, андезидациты, их туфы, кластолавы и лавобрекчии, а также (в подчиненном количестве) андезибазальты, риолиты, риодациты. Видимая мощность толщи – до 350 м.

Эффузивы тумусской толщи принадлежат к известково-щелочной и умереннощелочной петрохимическим сериям. По петро- и геохимическим особенностям являются образованиями активных окраин андского типа.

Гранит-гранодиоритовая формация – это эликчанский магматический комплекс. К комплексу принадлежит протягивающийся в восток–юго-восточном направлении пояс больших массивов, выраженных на картах аномально-го магнитного поля положительными аномалиями и ряд находящихся в том же поясе небольших массивов, отраженных в аномальном магнитном поле как положительными, так и отрицательными значениями. Пояс пересекает Верхоянскую и Индигиро-Колымскую системы, входящие в него массивы прорывают и метаморфизуют деформированные образования верхнетриасово-нижнемелового этажа Сибирского континента, ниже-среднеюрского этажа Томмотско-Полоусненского блока и андезит-дацитовую формацию (тумусскую толщу) данного этажа, Эликчанский массив прорывает сутуру между Сибирским континентом и Колымо-Омолонским блоком. Выраженность большей части пород комплекса положительными магнитными аномалиями обусловлена присутствием в их составе повышенных концентраций акцессорного магнетита. Массивы комплекса сложены гранодиоритами, гранитами, кварцевыми диоритами, монцодиоритами, они прорваны дайками гранодиорит-порфиоров, гранит-порфиоров, риолитов, лейкогранитов, аплитовидных гранитов. Породы принадлежат к умереннощелочной и известково-щелочной сериям, гранитоиды относятся к I-типу.

По петро- и геохимическим признакам, геологической позиции с тумусской толщей и характеру геологических тел, породы комплекса формировались в обстановке активных континентальных окраин андского типа.

**Альбский структурный этаж.** Образования данного этажа сформировались в двух одновременно существующих обстановках: постколлизийной при коллапсе коллизийных систем Сибирского континента и Колымо-Омолонского блока, Сибирского континента и Святоносской островной дуги, а также коллизийной при коллизии этих объединенных структур с Новосибирско-Чукотским блоком. При этом коллизия объединенных структур с Новосибирско-Чукотским блоком наложила на коллапс коллизийной системы Сибирского континента и Святоносской островной дуги. Обстановка, развивающаяся после коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского блока, представлена внутриплитным плутоническим и постколлизийным гипаббисальным геодинамическими комплексами. Коллизия объединенных структур с Новосибирско-Чукотским блоком представлена коллизийным вулканоплутоническим и коллизийным плутоническим геодинамическими комплексами. Стратифицированные образования альбского этажа с угловым несогласием перекрывают образования всех структурных этажей Томмотско-Полоусненского блока, верхнеюрско-нижнемелового этажа Колымо-Омолонского блока и баррем-аптского этажа, сформированного на объединенных Сибирском континенте и Колымо-Омолонском блоке; все интрузивные и субвулканические образования альбского этажа прорывают

образования доальбских этажей. Кроме того, в пределах этажа более молодые интрузивы прорывают более древние его образования.

Внутриплитный плутонический комплекс включает две формации: редко-металльную гранитовую (полярнинский магматический комплекс) и гранит-лейкогранитовую (такалканский магматический комплекс). Полярнинский комплекс включает находящиеся внутри или вблизи крупных массивов малые тела, сложенные гранитами и аляскитами. Такалканский комплекс на данной территории представлен единственным массивом лейкогранитов и граносиенитов.

Особенности петрохимического и геохимического составов пород этих комплексов позволили отнести их к постколлизийной обстановке растяжения, а именно к коллапсу коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского блока, завершённой к альбскому времени. Нужно отметить, что тела полярнинского и такалканского комплексов располагаются в непосредственной близости от современного положения сутуры, разделяющей Сибирский континент и Колымо-Омолонский блок.

К постколлизийному гипабиссальному геодинамическому комплексу отнесен гранит-риолитовый киргиллехский комплекс малых интрузий, представленный исключительно дайками. Они распространены широко за пределы данного листа в Верхоянской и Индигиро-Колымской складчатонадвиговых системах (на листе R-53 были отнесены к тиглякчанскому гипабиссальному комплексу). Дайки образуют пояса, как согласные складчатости, так и секущие ее.

Геодинамические комплексы внутриплитный плутонический, растяжения и постколлизийный гипабиссальные сформировались в постколлизийной геодинамической обстановке, связанной с коллапсом коллизийной системы, вызванным растеканием нижней коры под давлением вышележащих пород после коллизийного сжатия.

Комплекс коллизийный вулcano-плутонический объединяет образования Джаятардах-Олойского вулcano-плутонического пояса, включает (от древних к молодым) гранит-риолитовую (сасыл-тиннахская ассоциация), трахибазальт-монцитонитовую (джаятардахская ассоциация), трахидацит-трахириолитовую (хачимчерский комплекс) формации. Стратифицированные образования этих ассоциаций перекрывают с угловым и стратиграфическим несогласиями более древние образования.

Сасыл-тиннахскую ассоциацию составляют одноименные вулканический и плутонический комплексы. Вулканический комплекс включает одноименную толщу, субвулканические тела и экструзивные образования, сложенные трахириодацитами, трахидацитами, трахириолитами, их лавокластитами, реже риодацитами, дацитами и риолитами. В толще, помимо перечисленных пород, присутствуют конгломераты (в основании), туфы, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты и единичные потоки трахитов. Образования плутонического комплекса представлены небольшими массивами умереннощелочных гранитов и дайками риолитов, трахириодацитов и риодацитов.

Сасыл-тиннахская толща с угловым несогласием и часто с конгломератами в основании перекрывает образования всех структурных этажей Томмотско-Полоуэнского блока, а также с несогласием перекрывает баррем-

аптский этаж, сформированный на объединенных Сибирском континенте и Колымо-Омолонском блоке (вулканы тумусской толщи и гранитоиды эликчанского комплекса), субвулканические и интрузивные тела сасылтиннахской ассоциации прорывают все этажи Томмотско-Полоусненского блока, одно из субвулканических тел внедрено в деформированные образования верхнетриасово-нижнемелового этажа Сибирского континента (Кадарский палеовулкан).

Породы сасылтиннахской ассоциации принадлежат к известково-щелочной и умереннощелочной петрохимическим сериям. Плутонические образования относятся к IS-гранитоидам. По геохимическим характеристикам породы являются образованиями зон коллизии и постколлизийного рифтогенеза.

Джахтардахскую ассоциацию составляют одноименные вулканический и плутонический комплексы. Вулканический комплекс компануют одноименная свита и субвулканические тела, в составе которых трахиандезиты, трахиандезиобазальты, трахидациты, трахиандезидациты, трахиобазальты, трахиандезиобазальты, трахиты. Плутонический комплекс представляют небольшие плутоны кварцевых монзонитов, монзонитов, кварцевых сиенитов, сиенитов и дайки кварцевых монзонитов, монзонитов, сиенитов, трахиандезитов, трахиандезиобазальтов, андезитов, базальтов. Джахтардахская свита согласно залегает на сасылтиннахской толще и с угловым несогласием перекрывает образования всех палеозойских и триасового этажей Томмотско-Полоусненского блока, верхнеюрско-нижнемелового этажа Колымо-Омолонского блока; тела джахтардахской ассоциации прорывают палеозойские этажи Томмотско-Полоусненского блока и сасылтиннахскую толщу.

Породы джахтардахской ассоциации принадлежат преимущественно к умереннощелочной, а также к известково-щелочной петрохимическим сериям. По геохимическим особенностям породы комплекса сочетают в себе признаки как внутриплитного, так и надсубдукционного магматизма и сопоставимы с коллизийными вулканиками Кавказа. По всей вероятности, породы комплекса являются коллизийными образованиями.

Хачимчерский комплекс включает хачимчерскую толщу и субвулканические образования. Хачимчерская толща согласно залегает на джахтардахской свите. В разрезе хачимчерской толщи присутствуют риолиты, трахириолиты, риодациты, трахириодациты, их лавобрекчии и туфы; субвулканические образования сложены трахириолитами и риолитами.

Вулканы хачимчерского комплекса принадлежат к известково-щелочной и умереннощелочной петрохимическим сериям. По петро- и геохимическим характеристикам породы комплекса являются образованиями континентальной коллизии и постколлизийного рифтогенеза.

Общая мощность стратифицированных образований представленных выше формаций – до 1060 м.

На основании петрохимических и геохимических данных, а главным образом сходства образований джахтардахской ассоциации по геохимическому составу с вулканиками Эльбрусского вулканического поля Кавказа, возникших во время коллизии над погружающимся слэбом, джахтардахская ассоциация отнесена к коллизийному вулкано-плутоническому комплексу, образо-



вавшимся в обстановке коллизии Сибирского континента с Новосибирско-Чукотским блоком.

Интерпретация геохимии пород основного и среднего составов, слагающих джахтардахскую ассоциацию, дает более достоверные определения геодинамических обстановок образования комплекса, чем геохимии пород кислого состава сасыл-тиннахской ассоциации и хачимчерского комплекса. Большая достоверность основана на близости состава основных и средних пород к составу источника, в отличие от кислых пород, которые могут пройти сколь угодно количество этапов эволюции и, как следствие, иметь наиболее отличную от первоначального источника геохимию. Таким образом, связанные с джахтардахской ассоциацией территориально и по времени магматические образования сасыл-тиннахская ассоциации и хачимчерский комплекс кислого состава также отнесены к коллизионному вулканоплутоническому геодинамическому комплексу. Признаки постколлизионного рифтогенеза возникли, вероятно, вследствие влияния процессов растяжения, проявившихся после коллизии Сибирского континента и Святоносской островной дуги.

Коллизионный плутонический геодинамический комплекс представлен гранодиорит-гранитовой формацией, соответствующей святоносскому магматическому комплексу. Святоносский комплекс составляют небольшие массивы, сложенные гранитами, гранодиоритами и, в меньшей степени, диоритами, а также приуроченные к выходам интрузивов дайки гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов, приуроченные к выходам интрузивов. Массивы комплекса находятся в пределах Святоносской и Верхоянской систем деформаций, образуют магматические ряды субмеридионального направления, поперечные складчато-надвиговым деформациям.

Гранитоиды святоносского комплекса принадлежат к известково-щелочной и умереннощелочной сериям, преимущественно относятся к гранитам S-типа. По геохимическим характеристикам породы комплекса сочетают в себе признаки постколлизионного растяжения, надсубдукционного магматизма и присутствие корового источника.

По петро- и геохимическим особенностям святоносский комплекс очень похож на сасыл-тиннахскую ассоциацию и хачимчерский комплекс (входящие в состав коллизионного вулканоплутонического геодинамического комплекса). Признаки постколлизионного растяжения возникли, вероятно, как в сасыл-тиннахской ассоциации и хачимчерском комплексе вследствие влияния постколлизионных процессов, проявившихся после коллизии Сибирского континента и Святоносской островной дуги.

**Палеоцен-плиоценовый структурный этаж.** Отложения этажа слагают чехол Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы и впадины, наложенные на складчатую область. Залегают эти отложения с крупным стратиграфическим и, как правило, резким угловым несогласиями на эродированной поверхности докайнозойских пород. Угловое и небольшое стратиграфическое несогласия делят данный этаж на два структурных яруса: палеоцен-среднемиоценовый и верхнемиоцен-плиоценовый. Угловое несогласие между ярусами читается только на сейсмических профилях в море Лаптевых

и в Тастахском грабене. Ярусы различаются по вещественному составу и характеру распространения отложений.

**Палеоцен-среднемиоценовый структурный ярус.** Отложения яруса составляют большую часть чехла Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы и существенную часть наложенных на складчатую область впадин. В пределах Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы наибольшие мощности этих отложений приурочены к грабенам. За пределами грабен их мощности в разы меньше. В складчатой области они выполняют грабены, находящиеся в основании большинства наложенных впадин. Отложения яруса относятся к терригенной континентальной угленосной формации, к геодинамическому комплексу заполнения грабенов.

Грабены Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы вне акватории заполнены галечниками, песками, алевролитами, глинами и углями (тастахская, ары-масская свиты, правобережная толща, поварнинская свита). Разрез яруса за пределами этих грабенов вне акватории сложен галечниками, гравийниками, песками, глинами, алевролитами с прослоями бурых углей, лигнитов и торфов (янтарнинская толща, диринская, тенкиченская, омолойская, онкучакская, ильдикиляхская, буручанская, эйкичская, урюнг-улахская, ютенкичская свиты). В акватории ярус соответствует сейсмокомплексам СК-1–СК-4. Разрез в акватории может быть сложен переслаиванием песчаных, песчано-глинистых и угленосных пластов.

В границах складчатой области грабены находятся в основании всех, кроме Абыйской, наложенных впадин. Эти грабены выполнены верхнеолигоцен-среднемиоценовыми песками и алевролитами с пластами бурых углей (эликчанская и никандьинская свиты).

Подразделения данного яруса, помимо поварнинской свиты, не содержат остатков морской фауны и флоры, охарактеризованы остатками наземных растений. В поварнинской свите, помимо плодов, семян и спорово-пыльцевого комплекса, определены морские и пресноводные диатомеи, что свидетельствует о том, что море заходило временами в Широкостанский грабен. Прослой морских отложений могут присутствовать в принадлежащих к ярусу сейсмокомплексам акватории.

Формировались отложения яруса большей частью в озерах, болотах и реках, основные объемы – на наиболее прогнутых участках, некоторые из которых имели кратковременные связи с морским бассейном.

В пределах Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы наибольшей мощности породы яруса достигают в Тастахском грабене. По данным сейсмических исследований, мощность пород яруса в этом грабене на территории листа до 2850 м (разрез А1–А4, мощность кайнозойских отложений до сейсмогоризонта N). В акватории, в Широкостанском грабене мощность пород яруса может превышать 1,5 км. Вскрытая максимальная мощность пород яруса в границах Лаптевоморской платформы за пределами грабенов – до 217 м. В грабенах складчатой области мощность пород яруса не превышает 125 м.

К этому же ярусу относится кора выветривания, развитая на эродированной поверхности докайнозойских пород и местами подстилающая комплекс заполнения грабенов.

Породы комплекса накопились во внутренней части континента.

**Верхнемиоцен-плиоценовый структурный ярус.** Отложения этого яруса с небольшими стратиграфическим и угловым несогласиями залегают на отложениях нижележащего яруса, со стратиграфическим и небольшим угловым несогласиями на стратифицированных образованиях альбского этажа, с крупным стратиграфическим и резким угловым несогласиями на захваченных складчато-надвиговыми деформациями образованиях более древних этажей. Относятся эти отложения к двум формациям: терригенной континентальной и терригенной морской.

Терригенная континентальная формация в пределах Лаптевоморской эпипозднемиоценовой платформы представлена отложениями хапчанской, буорхайнской, тенкелийской, суорской, тогоройской, апкычанской свит и елонских слоев: галечниками, гравийниками, песками, алевритами, суглинками, супесями, прослоями торфов. Обломочные породы местами содержат обильные растительные остатки, обломки лигнитизированной древесины. Отложения имеют континентальное происхождение, остатков морской флоры и фауны в них нет. Сформировались они во внутриконтинентальном бассейне, примыкающем к морю. Мощность формации в Лаптевоморской платформе достигает 226 м.

Во впадинах, наложенных на структуры складчатой области, формацию слагают конгломераты, галечники, гравийники, пески, алевриты, в небольшом количестве глины (уяндинская свита, абыйская и чукчинская толщи). В нижней части разреза абыйской толщи (Абыйская впадина) есть лигнитизированная древесина. Мощности формации в наложенных впадинах – до 182 м. Эти отложения также имеют континентальное происхождение, накапливались в изолированных впадинах внутри континента.

Терригенная морская формация включает кунгасскую и эбеляхскую свиты Святоносского СР, а также сейсмокомплекс СК-5 в пределах акватории. В основании формации в Святоносском СР находится кунгасская свита мощностью 10–12 м (пески, алевриты, торф, включения щебня и лигнитизированной древесины). Ее перекрывает эбеляхская свита, имеющая прибрежно-морское происхождение. Эбеляхская свита представлена валунными галечниками и разнозернистыми песками, содержащими гравий, гальку и линзы торфа. Мощность свиты – до 20 м. Свита содержит споры и пыльцу наземных растений, комплексы морских и пресноводных разновидностей диатомей, радиолярии и фораминиферы. Анализ водных вытяжек показал слабую засоленность осадков, не превышающую 0,5 мг/экв. Все это однозначно свидетельствует о прибрежно-морском происхождении пород яруса в Святоносском СР. Для выделяемого в акватории сейсмокомплекса СК-5 предполагается такой же прибрежно-морской генезис и принадлежность к терригенной морской формации, поскольку акватория примыкает к Святоносскому СР.

К северу от района распространения этой формации во время ее накопления находились океанические Евразийский и Амеразийский бассейны. Учитывая это, можно сделать вывод о формировании терригенной морской формации на шельфе пассивной континентальной окраины.

## СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

На территории листа фиксируется несколько этапов деформаций. Два первых этапа наиболее обширны, главенствующие деформации складчато-надвиговые. В эти этапы образовались Индигиро-Колымская, Алазейская, Верхоянская и, видимо, Святоносская системы деформаций. Наиболее ранние выявленные деформации относятся к рубежу средней–поздней юры и проявлены в Индигиро-Колымской складчато-надвиговой системе, а также в Алазейской системе деформаций, от которой на территории листа, не закрытой отложениями кайнозоя, сохранился только Уяндинский клипп офиолит-метаморфических пород. Эти деформации затронули вендские, палеозойские, триасовые и ниже-среднеюрские породы. Запечатаны они верхнеюрскими отложениями. Причиной деформаций является коллизия (амальгамация) блоков Колымской петли, включая Томмотско-Полоусненский блок, с Алазейской островной дугой, в результате которой образовался Колымо-Омолонский блок. Следующий этап деформаций относится к границе юры и мела. Деформации этого этапа охватывают Верхоянскую, Индигиро-Колымскую и Святоносскую системы, в них участвуют породы от самых древних до нижнеберриасских включительно. Деформированные образования прорваны раннемеловыми гранитоидами, запечатаны барремскими (тумусская толща) и альбскими (ссыл-тиннахская толща и джахтардахская свита) вулканитами. Деформации возникли вследствие столкновения Сибирского континента и Колымо-Омолонского блока. В более поздние этапы формировались сбросы и сдвиги. Образование большей части сбросов связано с внедрением массивов гранитоидов в раннемеловое время и с процессами растяжения в палеогене. Вероятно, северной части территории листа коснулся еще один этап деформаций, связанный с коллизией Сибирского континента с Олойской островной дугой и Новосибирско-Чукотским блоком. В этот этап подновлялись старые и образовывались новые надвиги и складки.

### ВЕРХОЯНО-КОЛЫМО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

#### Индигиро-колымская складчато-надвиговая система

Индигиро-Колымская складчато-надвиговая система включает в себя Туостахскую и Селенняхскую складчато-надвиговые зоны, а также Уяндино-Ясачненскую складчатую зону. С северо-востока эта система по Туостахскому (Сетакчанскому) шарьяжу (7), граничит с Верхоянской складчато-надвиговой системой, с юго-востока предположительно, тоже по шарьяжу с Алазейской складчатой системой. Оба шарьяжа представляют собой сутуры. Первая разделяет Сибирский континент и Колымо-Омолонский блок, вторая – Томмотско-Полоусненский блок и Алазейскую островную дугу, составляющие Колымо-Омолонский блок.

Туостахский (Сетакчанский) шарьяж простирается большей частью в северо-восточном направлении. Вергентность шарьяжа северо-западная. По этому шарьяжу триасовые и юрские отложения Туостахской зоны Индигиро-Колымской системы надвинуты на средне-верхнеюрские отложения Поло-

усненской зоны Верхоянской системы. На Селеннях-Уяндинском междуречье, в бассейне р. Хулидюн шарьяж имеет причудливую в плане форму. Фрагмент шарьяжа, который в данном месте сложен триасовыми породами, в виде «полуострова» отделен от основного тела участком, в котором обнажаются юрские отложения Полоусненской зоны Верхоянской системы. Контакт юрских и триасовых отложений на юго-восточной стороне «полуострова» имеет крутое юго-восточное падение. Северо-западнее этого контакта триасовые отложения находятся в опрокинутом залегании. Предполагается, что участок с отделенным фрагментом покрова представляет собой синформу, а участок, на котором покров эродирован, – антиформу, складки опрокинуты на северо-запад [Прокопьев, 2005]. Породы автохтона на участке, где покров был эродирован, смяты в изоклиналильные складки юго-восточного и южного падения и нарушены надвигами. По ним развит кливаж юго-восточного и южного падения. Вероятно, породы автохтона принадлежат к надвиговому дуплексу, кровельным надвигом которого является разлом в основании триасовых толщ [Прокопьев, 2005].

Судя по тому, что Туостакский (Сетакчанский) шарьяж перекрывает отложения Полоусненской зоны Верхоянской системы, наиболее молодыми из которых являются нижнеберриасские, этот шарьяж образовался после раннего берриаса.

Туостакская и Селенняхская зоны отличаются друг от друга главным образом возрастом слагающих их пород. В Селенняхской зоне вскрываются наиболее древние для данной системы палеозойские образования, в Туостакской зоне обнажаются породы триаса и нижней–средней юры.

*Селенняхскую зону* образуют ордовикско-нижнедевонские шельфовые отложения и среднедевонско-пермские породы, представленные вулканогенно-осадочными, гипабиссальным и плутоническим комплексами внутриконтинентального рифтогенеза. В строении зоны принимают участие также нижне-среднеюрские интрузивные образования тыловодужного комплекса Селенняхской островной дуги (кюрюеляхский комплекс). Перечисленные образования интенсивно деформированы в надвиги и складки. Эти деформации перекрыты с угловым и стратиграфическим несогласиями верхнеюрскими отложениями и прорваны верхнеюрскими интрузиями, что доказывает их допозднеюрский возраст. И палеозойские, и верхнеюрские отложения зоны прорваны нижнеберриасскими интрузивами, которые вместе с верхнеюрскими породами являются образованиями Уяндино-Ясачненской дуги.

Селенняхская зона шарьирована на мезозойские отложения Туостакской зоны по Нальчанскому (9) надвигу, с юго-востока ее ограничивает Оландинский сброс (30).

Нальчанский надвиг простирается в северо-восточном направлении, движение по нему осуществлялось с юго-востока на северо-запад. Надвиг эродирован вблизи северной части Махастырского массива, приподнявшего прилегающую территорию.

Оландинский сброс падает на юго-восток, отделяет от Селенняхской зоны Уяндино-Ясачненскую складчатую зону.

В Селенняхской зоне наиболее распространены надвиговые дислокации. Большая часть надвигов относится к наиболее древним для данного листа

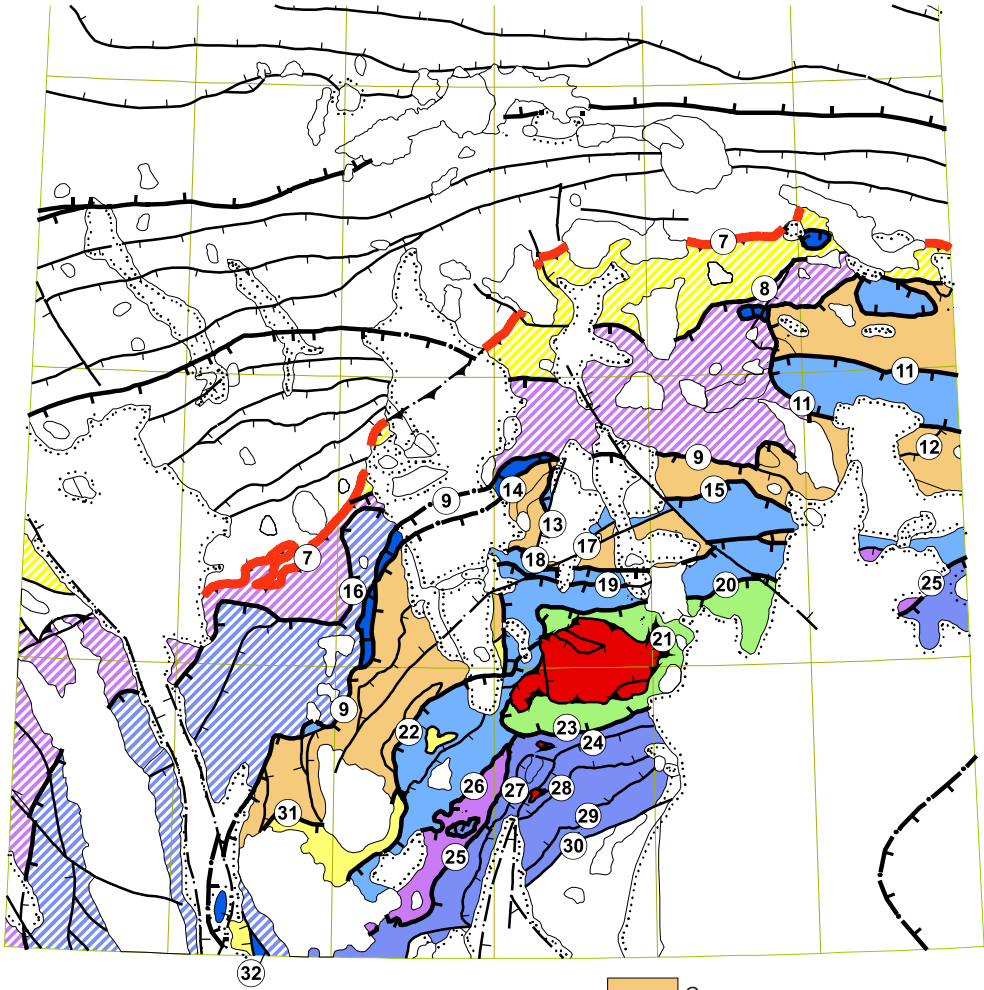
нарушениям. Пликативные дислокации играют подчиненную роль, иногда они представляют собой антиформы и синформы. Пликативные дислокации большей частью, вероятно, синхронны образованию надвигов. И надвиги, и складки простираются преимущественно в северо-восточном направлении, вергентность надвигов большей частью северо-западная, надвиги обратной вергентности редки. Помимо надвигов и складок зону деформируют сбросы, являющиеся более молодыми по отношению к надвигам и складкам.

Главные надвиги делят Селенняхскую зону на надвиговые пластины и пакеты надвиговых пластин, которые различаются возрастом выходящих на поверхность осадочных отложений и степенью их метаморфизма. С юго-востока на северо-запад это *Солорюн-Таландинский* пакет пластин, *Моголохская*, *Тарынжуряхская*, *Утуйская*, *Верхнечибагалахская*, *Сакынджунская* и *Тирехтяхская* пластины (рис. 121).

*Солорюн-Таландинский* пакет пластин представлен двумя фрагментами, расположенными по разные стороны Абыйской впадины. Фрагмент, расположенный к западу от впадины, ограничен с северо-запада Солорюнским надвигом (25), с севера – Лево-Таландинским надвигом (23), с юго-востока – Оландинским сбросом (30). Солорюнский надвиг простирается в северо-восточном направлении, плоскость его смещения наклонена на юго-восток [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. По этому надвигу Солорюн-Таландинский пакет пластин надвинут на расположенную северо-западнее Моголохскую пластину, породы которой способствовали надвиганию. Лево-Таландинский надвиг отделяет от Солорюн-Таландинского пакета пластин расположенную выше Утуйскую пластину.

Пакет местами надвинут сам на себя, местами смят в складки северо-восточного простирания. Внутри пакета выделяются Томмотский (27), Верхнеталандинский (24), Таландинский (28), Бере-Санга-Сянский (29) надвиги и Хатыннах-Салинская антиформа (на схеме не показана по условиям масштаба). Пакет слагают ордовикские, силурийские, нижнедевонские и пермские образования. Пакет, по-видимому, составляют три основные тектонические пластины. Нижняя пластина пакета сложена отложениями девона и верхнего силура, выходит на поверхность во фронте Солорюнского надвига, перед Томмотским надвигом и в расположенном к западу от него клиппе, а также в ядре опрокинутой на юго-восток Хатыннах-Салинской антиформы. Пластина, расположенная выше, сложена нижнесилурийскими и верхнеордовикскими породами, обнажается во фронте Томмотского надвига и юго-восточном крыле Хатыннах-Салинской антиформы. Верхнюю пластину слагают породы нижнего–среднего ордовика. Эти породы, в отличие от образований большинства других пластин, метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В западном фрагменте пакета эти породы покрывают большую его часть, восточный фрагмент представлен только ими.

*Томмотский* (27) и *Верхнеталандинский* (24) надвиги простираются в северо-восточном направлении, вергентность юго-восточная. На тектонической схеме Верхнеталандинский надвиг показан частично по условиям масштаба. Не показаны фрагменты этого надвига, расположенные между Томмотскими впадиной и надвигом.



Пластины и пакет пластин Селенняхской зоны

Солорюн-Таландинский пакет пластин

пластины:

Моголохская

Тарынгюряхская

Утуйская

Верхнечибагалахская

Сакынджирская

Тирехтяхская

Уяндинский клипп офиолит-метаморфических пород

Пластины Туостяхской зоны

Верхнехайрдахская

Буор-Юряхская

Мохсоголлохская

7 Номера разломов, названия приведены на тектонической схеме

**Рис. 121. Схема расположения тектонических пластин Селенняхской и Туостяхской зон Индигино-Колымской складчато-надвиговой системы.**

*Таландинский* (28) надвиг частично простирается в северо-восточном направлении, частично в субширотном. По этому надвику ордовикские породы надвинуты на девонские [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020], [БД, ФАКТ, АП-3582, АП-3598, АП-3598\_1, АП-3598\_2]. Плоскость сместителя Таландинского разлома падает на север и северо-запад. Направление падения плоскости сместителя части разлома, простирающейся в северо-восточном направлении, определяется тем, что породы вблизи разлома падают на северо-запад или на север [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020], [БД, ФАКТ, А-1233, АП-3630, А-5654]. Углы падения разлома – от очень пологих до крутых. Порода падают круто во фронтальной части надвига. Перед субширотной частью разлома находится серия надвигов с наклоном плоскостей сместителей в северных румбах [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020], [БД, ФАКТ, АП 3581\_2].

*Бере-Санга-Сянский* надвиг (29) простирается в северо-восточном направлении, вергентность юго-восточная.

*Хатыннах-Салинская* антиформа ограничена Таландинским (28) и Бере-Санга-Сянским надвигами (29). Плоскости смещения этих надвигов наклонены на север–северо-запад. Антиформа опрокинута на юго-восток. В ядре антиформы находятся верхнесилурийские и девонские породы, на расположенном к юго-востоку от ядра крыле – верхнеордовикские и нижнесилурийские. На девонских породах, находящихся в ядре антиформы, залегают верхнеюрские вулканические породы [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020], [БД, ФАКТ, А-1234, А-1234\_1] (не показаны по условиям масштаба). Следовательно, антиформа образовалась совместно с надвигами в допозднеюрский этап деформаций. Крыло антиформы смято в складки более высоких порядков, в результате чего ордовикские породы местами обнажаются из-под надвинутых на них силурийских пород [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; ГК XXXIII, XXXIV, 1963], [БД, ФАКТ, АП-3601\_1, АП-3602].

На *Солорюн-Таландинском* пакете пластин залегают мелкие клиппы метаморфических пород уяндинского комплекса амфиболит-кристаллосланцевого. Местами пакет перекрыт верхнеюрскими отложениями.

К северо-западу от Солорюн-Таландинского пакета пластин находится *Моголохская* тектоническая пластина, также представленная двумя фрагментами, располагающимися по разные стороны Абыйской впадины. Пластина ограничивают надвиги северо-западной и северной вергентности. Западный фрагмент пластины ограничен с северо-запада Секдекунским (26), а с юго-востока Солорюнским (25) надвигами. По *Секдекунскому надвику*, падающему на юго-восток под углом 25–30°, Моголохская пластина надвинута на расположенную к северо-западу Тарынгюряхскую пластину [ГК XXXIII,XXXIV, 1963]. На юге Секдекунский надвиг перекрыт верхнеюрскими отложениями. По Солорюнскому надвику на *Моголохскую* пластину надвинут Солорюн-Таландинский пакет пластин.

*Моголохская* пластина сложена каменноугольной верхнемоголохской толщей. В центральной части пластина перекрыта небольшим клиппом, сложенным нижнеордовикскими карбонатными породами, который представляет собой фрагмент верхней пластины Солорюн-Таландинского пакета. Помимо этого клиппа, к северо-востоку от него на поверхности пластины присутствуют аналогичные клиппы меньшего размера, показанные только на ГК-200 [R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].



К северо-западу от Моголохской пластины и Солорюн-Таландинского пакета пластин располагается *Тарынгюряхская* тектоническая пластина. Эта пластина отчасти надвинута на Верхнечибагалахскую пластину, отчасти на Сакынджинскую. Тарынгюряхскую пластину слагают ордовикские породы и очень ограниченно, силурийские. Местами пластина перекрыта верхнеюрскими отложениями.

К северо-запада и с севера пластину ограничивают Сеймчанский (22), Турахский (18), Рюмкалахский (15) надвиги и часть Таяхтахского (19) надвига. В центральной части Тарынгюряхская пластина перекрыта Утуйской пластиной. Сеймчанский надвиг имеет северо-западную вергентность, его южная часть перекрывает средне-верхнеордовикские породы Верхнечибагалахской пластины, северная – девонские и каменноугольные образования Сакынджинской пластины. Надвиг пологий (первые градусы) [Прокопьев, 1997], только во фронте надвига углы поверхности сместителя местами достигают 50–60° [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 1963]. Сеймчанский надвиг эродирован вблизи Саханьинского массива и облекает его южную часть. Турахский надвиг субширотный, с южными падениями плоскости сместителя [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. По этому разлому ордовикские породы Тарынгюряхской пластины надвинуты на девонские отложения Сакынджинской пластины. Таяхтахский надвиг субширотный, с южными падениями плоскости сместителя, находится большей частью в тылу Турахского и Рюмкалахского надвигов, по этой части надвига южная часть Тарынгюряхской пластины надвинута на северную. Границей Тарынгюряхской пластины служит только та часть Таяхтахского надвига, которая примыкает с запада к нарушающему его сбросу северо-западного простирания. В этой части Таяхтахский надвиг перекрывает Турахский надвиг и приходит в соприкосновение с девонскими отложениями Сакынджинской пластины.

Возможно, именно Тарынгюряхской пластине принадлежат сложенные ордовикскими породами два обширных клиппа, расположенных на северо-востоке Селенняхской зоны. Южный клипп ограничен *Талахтахским* надвигом (11). Этот надвиг, как и Рюмкалахский, эродирован вблизи Махастырского массива. Таким образом, надвинутые ордовикские породы отступают с двух сторон от Махастырского массива. Ордовикские породы, находящиеся в ограниченном Дяхтардахском (13) и Турах-Эстериктяхском (17) сбросами погруженном блоке и слагающие еще один клипп, также, по-видимому, принадлежали к Тарынгюряхской пластине. Эти породы большей частью перекрыты сохранившимися в том же погруженном блоке альбскими вулканитами. Возможно, фрагменты Тарынгюряхской пластины сохранились во фронте Нальчанского (9) надвига на левобережье р. Агданья. Вероятно, пластина доходила до края Селенняхской зоны, а возможно, и наращивала ее к северо-западу.

Тарынгюряхская пластина надвигалась на Сакынджинскую, вероятно, по кремнистым, кремнисто-глинистым породам и базальтам, присутствующим в каменноугольно-пермском разрезе.

Тарынгюряхскую пластину составляет ряд более мелких пластин (чешуй). Чешуи разделены надвигами северо-восточного и субширотного простираний. Плоскости смещения надвигов наклонены на юго-восток и юг, надвиги

сравнительно малоамплитудны. В передовой части пластины перед фронтом надвига, следующего за Сеймчанским надвигом в глубь Тарынгюряхской пластины, выходят на поверхность небольшими фрагментами породы девона и карбона [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Прокопьев, 1997] (не показаны на ГКДЧ и тектонической схеме по условиям масштаба). Перед фронтом Таяхтахского надвига к востоку от сброса северо-западного простирания выходят на поверхность породы карбона. Видимо, передовая часть пластины достаточно тонкая и из-под надвиговых чешуй выжимаются породы ложа [Прокопьев, 1997]. Очевидно, что Верхнечибагалахская пластина здесь отсутствует.

В Тарынгюряхской пластине выявлено тектоническое окно [Прокопьев, 1997; Оксман, 2000], в котором обнажаются верхнеордовикские породы Верхнечибагалахской пластины. С севера и запада перекрывающая окно пластина лежит практически горизонтально, с юго-востока окно перекрыто одной из надвиговых чешуй пластины, плоскость смещения которой наклонена к юго-востоку под углом около 30°. В окне просматривается антиклинальная складка [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

*Утуйская* пластина перекрывает Солорюн-Таландинский пакет пластин и Тарынгюряхскую пластину. Лево-Таландинский надвиг (23) отделяет Утуйскую пластину от Солорюн-Таландинского пакета пластин, Тегюргенский надвиг (20) – от Тарынгюряхской пластины. Утуйская пластина сложена образованиями ордовикского возраста. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации и представлены мраморизованными известняками, слюдисто-карбонатными, слюдисто-кварцевыми и хлорит-серицит-карбонатными сланцами. Строение пластины осложнено надвигами и складками. Сверху на этой пластине залегает Уяндинский клипп офиолит-метаморфических пород, ограниченный Уяндинским (Калгынским, Нялгойским) шарьяжем (21).

*Верхнечибагалахская* пластина сложена среднеордовикскими–верхнесилурийскими породами. Она надвинута на Сакынджинскую пластину по *Верхнечибагалахскому* (31) надвигу. Надвиг прорван Саханьинским и Сыачанским массивами. Верхнечибагалахская пластина перекрыта Тарынгюряхской, обнажается из-под нее в тектоническом окне.

У южной рамки листа, на левобережье р. Селеннях обнажается фрагмент Верхнечибагалахской пластины, представленный породами среднего ордовика, а также фрагменты нижезалегающей Тирехтяхской пластины, сложенной отложениями карбона–перми. Из-под этих пластин обнажаются расположенные к юго-западу от Сыачанского массива ниже-среднеюрские породы, прорванные и поднятые этим массивом. Фрагменты палеозойских надвиговых пластин отделены от юрских пород *Сугмунским* сбросом (32) юго-западного падения.

Сакынджинская пластина граничит с Тирехтяхской пластиной Селенняхской зоны по Намысахскому (14) надвигу и с Туостяхской зоной по Нальчанскому (9) надвигу. Сакынджинская пластина сложена отложениями ордовика, силура и девона, а также каменноугольными стратифицированными образованиями и силлами основного состава. Пластина состоит из многочисленных надвиговых чешуй. Две чешуи, находящиеся к западу от Уяндинской впадины, выводят на поверхность ордовикские породы, они представляют собой, по всей видимости, опрокинутые и сорванные антиклинальные складки.

*Тирехтяхская* пластина обнажается отдельными фрагментами перед фронтом Сакынджинской пластины. Она сложена породами карбона и перми: глинистыми, кремнисто-глинистыми, карбонатно-глинистыми, терригенными и вулканогенными. По этим породам скользила Сакынджинская пластина. Тирехтяхская пластина расположена вдоль Нальчанского надвига (9), по которому проводится граница между Селенняхской и Туостахской складчато-надвиговыми зонами. Самый большой ее фрагмент отделен Намысахским (14) надвигом от Сакынджинской пластины. Небольшие фрагменты пластины есть на левобережье р. Селеннях у южной рамки листа. Этой пластине принадлежит клипп, расположенный на мезозойских породах Туостахской зоны, на ее северо-востоке в верховьях р. Эликчян. Вероятно, значительная часть Туостахской зоны была перекрыта этой пластиной.

К северо-западу от Селенняхской зоны располагается Туостахская зона. Эта зона сложена главным образом триасовыми отложениями шельфа пассивной окраины и ниже-среднеюрскими отложениями шельфа Селенняхской островной дуги. Эти отложения прорваны верхнеюрскими дайками островодужного умбинского габбрового комплекса.

Туостахская зона с юга и юго-востока граничит с Селенняхской зоной по Нальчанскому (9) надвигу, с северо-запада – с Полоусненской зоной Верхоянской складчато-надвиговой системы по Туостахскому (Сетакчанскому) шарьяжу (7). Структура зоны складчато-надвиговая. Вергентность надвигов северо-западная. Главные надвиги разделяют зону на три крупные тектонические пластины. Пластины располагаются кулисообразно, с юго-востока на северо-запад: *Верхнехайырдахская*, *Буор-Юряхская* и *Мохсоголлохская* (рис. 121).

*Верхнехайырдахская* пластина с юго-востока контактирует с палеозойскими породами Селенняхской зоны, на северо-западе – с Буор-Юряхской пластиной, от Буор-Юряхской пластины отделена Калычанским надвигом (16). Пластина состоит из множества более мелких надвиговых чешуй. В строении пластины участвуют юрские и триасовые породы, причем юрские породы преобладают к востоку от Селенняхской впадины, триасовые – к западу, вблизи Хадараньинского массива.

*Буор-Юряхская* пластина на западе граничит с Верхнехайырдахской пластиной по Калычанскому надвигу и с Полоусненской зоной Верхоянской системы по Туостахскому (Сетакчанскому) шарьяжу, на востоке – с Селенняхской зоной по Нальчанскому надвигу и с Мохсоголлохской пластиной Туостахской зоны по Нонгондинскому (8) надвигу. Пластина почти целиком сложена триасовыми образованиями, юрские породы принимают участие в строении пластины только на востоке территории листа. Эта пластина в наименьшей степени из пластин Туостахской зоны затронута надвиговыми дислокациями. Пликативные дислокации представлены линейными и брахиформными складками. На границе с листом R-53 на правобережье р. Селеннях из-под пластины в тектоническом окне вскрываются породы Полоусненской зоны Верхоянской системы.

Из-под Буор-Юряхской пластины в центральной и восточной частях листа обнажается Мохсоголлохская пластина, сложенная в основном юрскими породами. Триасовые породы вскрываются очень локально – во фронтальной части пластины и в тектоническом окне вокруг гранитного массива. Пластина

по Туостахскому (Сетакчанскому) шарьяжу контактирует с Полоусненской зоной Верхоянской системы.

Селенняхская и Туостахская зоны были дополнительно смяты, надвиги были обновлены. Примером подновленного надвига является Лево-Таландинский (23) надвиг, перекрывающий верхнеюрские вулканические породы. Это свидетельствует о послееюрском этапе складчато-надвиговых деформаций. Возможно, в этот этап заложилась надвиги с обратной вергентностью, как, например, Верхнеталандинский (24), Левоталандинский (23) и Таландинский (28).

Уяндино-Ясачненская складчатая зона расположена на юге листа. К этой зоне отнесено поле сплошного развития верхнеюрских отложений Уяндино-Ясачненской островной дуги. Эти отложения прорваны интрузивными верхнеюрскими (умбинский габбровый комплекс) и нижнеберриасскими (южно-ниргиэровский диорит-гранодиорит-гранитовой комплекс) образованиями той же дуги. Уяндино-Ясачненская зона отделена от Селенняхской зоны Оландинским сбросом (30) юго-восточного падения и погружена относительно Селенняхской зоны, что позволило сохраниться в ней образованиям верхнеюрско-нижнемелового этажа. Для зоны характерны пликативные деформации, углы падения пород в зоне – от 0 до 30°, редко до 40–50° [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 1963]. Очевидно, что складчатость послееюрская.

Итак, в Индигиро-Колымской системе складчато-надвиговые деформации образовались за два этапа. В первый этап деформировались палеозойские–среднеюрские породы, образовались основные надвиги Индигиро-Колымской системы. В следующий складчато-надвиговый этап были смяты верхнеюрские образования Уяндино-Ясачненской дуги в Уяндино-Ясачненской зоне, подновлены и образованы новые надвиги и складки в Селенняхской и Туостахской зонах. Наиболее интенсивные деформации испытала в этот этап Туостахская зона.

### **Алазейская система с неясным типом деформаций**

К этой системе отнесен Уяндинский клипп офиолит-метаморфических пород. Клипп залегает на Утуйской пластине Селенняхской зоны Индигиро-Колымской системы, ограничен Уяндинским (Калгынским, Нялгойским) шарьяжем (21).

Уяндинский клипп состоит из двух пластин. Нижняя сложена породами габбродунит-гарцбургитового калгынского комплекса, отнесенного к офиолитам СОХ. Эта пластина осложнена внутренними надвигами, при этом наблюдались разные варианты контакта: надвигание ультрамафитов на мафиты (в большинстве случаев) и мафитов на ультрамафиты [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Сверху залегает пластина, сложенная породами уяндинского метаморфического комплекса амфиболит-кристаллосланцевого, протолитом которого, по всей видимости, является вулканогенно-осадочный островодужный комплекс. Скорее всего, это образования Алазейской островной дуги. Нижняя пластина обнажается из-под верхней по периферии последней и в ее тектонических окнах. Кроме того, нижняя пластина следится под краями верхней по геофизическим данным.

## Верхоянская складчато-надвиговая система

Верхоянская складчато-надвиговая система представлена Полоусненской аллохтонной зоной, которая занимает центральную часть листа и сложена верхнетриасовыми и среднеюрско-нижнемеловыми терригенными отложениями шельфа пассивной континентальной окраины.

Зона по Южно-Кюнь-Тасскому (6) и Северо-Кюнь-Тасскому (5) надвигом разделена на три подзоны: Южно-Полоусненскую, Центрально-Полоусненскую и Северо-Полоусненскую. Центрально-Полоусненская подзона представлена очень малым фрагментом. Она подробно рассмотрена на листе R-53 [ГК R-53, 2020]. Северо-Полоусненская и Южно-Полоусненская подзоны различаются простиранием и вергентностью складчато-надвиговых структур.

Южно-Полоусненская и Северо-Полоусненская подзоны формировались последовательно друг за другом. Сначала формировалась Южно-Полоусненская подзона. Она отделена от Центрально-Полоусненской Южно-Кюнь-Тасским надвигом северо-восточного простирания северо-западной вергентности, от Северо-Полоусненской – Северо-Кюнь-Тасским субширотным надвигом южной вергентности. Подзона имеет складчато-надвиговое строение. Простирание структур меняется в подзоне с запада на восток от восток-северо-восточных до субширотных, вергентность надвигов меняется от северо-северо-западных до северных. Строение подзоны не однородно. Южная ее часть, территориально соответствующая Иргиченскому стратиграфическому району, деформирована наиболее интенсивно, имеет чешуйчато-надвиговое строение. Это обусловлено развитием в районе существенно алевролитовой эльбукской свиты, создающей условия образования и движения надвиговых чешуй. Эльбукская свита находится во фронте надвиговых чешуй, за ней последовательно следуют антигская и мохоройская существенно песчаниковые свиты. Часто во фронте находится антигская свита, перекрывающая эльбукскую. Эльбукская свита располагается в основании надвиговых чешуй, к ней приурочены их подошвы. Эльбукская свита сильно дислоцирована складчатыми деформациями и многочисленными срывами. Антигская и мохоройская свиты залегают большей частью полого, сорваны надвигами с эльбукской свиты. В результате эльбукская и антигская свиты контактируют только по надвиговым разломам, но эти разломы малоамплитудны и из-за этого не показаны на ГКДЧ.

Южную часть Южно-Полоусненской подзоны отделяет от остальной ее части надвиговая пластина (см. ГКДЧ), сложенная крутозалегающими интенсивно смятыми, местами до изоклиналильных складок, породами верхней части абырабытской (оксфорд) и чондонской (кимеридж) свит. В этой полосе встречаются опрокинутые на северо-северо-запад и на север складки. Далее к северу деформации в Южно-Полоусненской подзоне постепенно затухают, породы всех подразделений Абырабыт-Верхнеселенныхского стратиграфического района сорваны по надвигам и смяты в протяженные линейные складки.

Северо-Полоусненскую подзону составляет серия субширотных надвиговых пластин. Вергентность надвигов южная. К фронтальным частям надвигов

приурочены, как правило, наиболее древние породы подзоны. Перед фронтом некоторых надвиговых пластин выжаты существенно глинистые отложения верхнего триаса, служившие поверхностью скольжения для надвиговых пластин, сложенных существенно песчаниковыми юрскими толщами. Складки внутри тектонических пластин линейные, протяженные, нарушенные складчатостью более высоких порядков.

Складчато-надвиговые дислокации Северо-Полоусненской подзоны чуть более поздние, чем деформации Южно-Полоусненской подзоны и, вероятно, связаны с коллизией Сибирского континента со Святоносской островной дугой.

В подзоне присутствуют надвиги и складки северо-западного простирания. Возможно, они связаны с коллизией Сибирского континента с Олойской островной дугой и Новосибирско-Чукотским блоком.

### **Святоносская система с неясным типом деформаций**

Святоносская система с неясным типом деформаций (островная дуга) обнажается в пределах Лаптевоморской эпипозднекимерийской платформы из-под чехла кайнозойских отложений небольшими фрагментами. Типы деформаций системы по этим фрагментам определить невозможно. Направления простирания структур видны только в геофизических полях. Судя по ним, структуры простираются в северо-западном направлении. Возможно, структуры после соединения Святоносской дуги с континентом простирались широтно, как в Северо-Полоусненской подзоне, но направление их простирания изменилось во время последующей коллизии с Новосибирско-Чукотским блоком [Борисова, 1998ф].

### **Сбросы, образованные до заложения кайнозойских впадин, а также сдвиги и разломы невыясненной кинематики**

Данные разломы смещают складчато-надвиговые деформации складчатой области, образованы после формирования ее систем. Сбросы простираются в самых разных направлениях. Большинство сбросов связано с внедрением массивов гранитоидов и находятся вблизи этих массивов. Сбросы сопровождают Арга-Эмнекенский, Омчикандинский, Хадараньинский, Сыачанский и Саханьинский массивы. Есть также сбросы, не связанные с массивами гранитоидов. Это Дяхтардахский (13), Турахский (17), Оландинский (30) и некоторые другие сбросы. Последние образуют опущенные участки. В пределах опущенного участка, ограниченного Оландинским сбросом, сохранились терригенно-вулканогенные верхнеюрско-нижнемеловые породы, выделенные в Уяндино-Ясачненскую зону; в пределах участка между Дяхтардахским и Турахским сбросами сохранились вулканогенные альбские породы, под которыми уцелели ордовикские породы, надвинутые на девонские.

Сдвиги и разломы невыясненной кинематики простираются большей частью в северо-западном направлении.

## Наложенные впадины

На Верхояно-Колымо-Чукотскую складчатую область мезозойд наложены впадины, выполненные кайнозойскими континентальными отложениями: Иргиченская (И), Селенняхская (С), Уяндинская (У), Томмотская (Т), Мятиськая (М) и Абыйская (А). Впадины развиты по грабенам, образованным кайнозойскими сбросами. Сбросы отражены в геофизических полях. Впадины выполнены образованиями палеоцен-плиоценового структурного этажа: терригенной континентальной угленосной формацией палеоцен-среднемиоценового яруса и терригенной континентальной формацией внутриконтинентальных бассейнов верхнемиоцен-плиоценового структурного яруса.

*Иргиченская (И) впадина* располагается в западной части листа, протягивается вдоль долины р. Иргичен в северо-западном направлении. В южной части впадины в ее основании выделен грабен. В южной части впадины обнажаются породы палеоцен-среднемиоценового яруса. К этой впадине приурочен эпицентр землетрясения с магнитудой более 6.

*Селенняхская (С) впадина* располагается на юго-западе листа, простирается в северо-северо-западном направлении, на юге и на западе выходит за пределы листа. Впадина состоит из узкой и широкой частей. Под узкой частью впадины и под западным краем широкой части впадины располагается узкий грабен. Максимальная вскрытая глубина впадины – 262 м.

*Уяндинская (У) впадина* образована двумя грабенами, простирающимися в северо-северо-западном направлении, и простирается в том же направлении. В центре впадины имеются выступы, в которых вскрываются мезозойские породы. Отложения нижнего палеоцен-среднемиоценового яруса обнажаются по западному краю впадины и на выступах. Максимальная вскрытая глубина впадины – более 220 м.

*Томмотская (Т) впадина* простирается в субмеридиональном направлении, находится на юге листа и выходит за его южную рамку. Впадина вдоль западного и восточного бортов ограничена сбросами. В пробуренной в западном борту скважине мощность отложений палеоцен-плиоценового структурного этажа – 57 м.

*Мятиськая (М) впадина* находится у южной рамки на восточной части листа, протягивается далеко за его пределы на юго-восток. Впадина развита по грабену. Этот грабен наиболее глубокий, характеризуется минимальными значениями региональной составляющей аномального поля силы тяжести (–85 мГал). Кайнозойский грабен, возможно, наложен на мезозойскую отрицательную структуру. По западному краю впадины обнажаются отложения нижнего палеоцен-среднемиоценового яруса, максимальная вскрытая мощность их на территории листа – 90 м. Мощность отложений верхнего верхнемиоцен-плиоценового яруса не известна. Мощность кайнозойских отложений во впадине на листе Q-54 – более 2 км.

*Абыйская (А) впадина* самая большая по площади, занимает юго-восточную часть листа, примыкает с северо-востока к Мятиськой впадине. Абыйская впадина неглубокая, максимальная глубина – 125 м, сложена отложениями только верхнего верхнемиоцен-плиоценового яруса.

## ЛАПТЕВОМОРСКАЯ ЭПИПОЗДНЕКИММЕРИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Территория Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы в пределах данного листа включает акваторию моря Лаптевых, Янского залива и Селяхской губы моря Лаптевых, а также Яно-Индибирскую низменность.

В пределах платформы по геофизическим данным выделяется два грабена: Широкостанский и Тастахский. Грабены ограничены сбросами, простираются в северо-западном направлении. Широкостанский грабен расположен в западной половине листа, простирается в пределы листа с севера, на территории листа разделяется на две ветви и затухает. С юго-запада грабен граничит с Шелонской структурной террасой [Супруненко, 2006ф] по Восточно-Шелонскому (1) сбросу северо-восточного падения. Глубина грабена у северной рамки листа достигает 2 км. Тастахский грабен занимает северо-восточный угол листа, продолжается за его пределы на север и на восток, с юго-запада ограничен Западно-Тастахским (2) сбросом северо-восточного падения. Максимальная мощность кайнозойских отложений в этом грабене – 4,1 км [Суслова, 1994ф].

Предполагается, что грабены и прилегающие к грабенам погруженные участки выполнены терригенной континентальной угленосной формацией комплекса заполнения грабенов палеоцен-среднемиоценового структурного яруса палеоцен-плиоценового этажа. Остальной объем платформенных образований слагают терригенная континентальная формация внутриконтинентальных бассейнов и терригенная морская формация шельфа пассивной окраины, представляющие верхнемиоцен-плиоценовый структурный ярус этого же этажа. Морская формация развита в границах Широкостанского грабена.

## НЕОТЕКТОНИКА

Тектонические движения на территории листа продолжают до настоящего времени. Это проявляется выраженностью в рельефе некоторых разломов и приразломных складок и сейсмической активностью.

В пределах Лаптевоморской эпипозднекиммерийской платформы имеют место разломы невыясненной кинематики запад–северо-западного простирания. Эти разломы великолепно дешифрируются на космоснимках, они выражены долинами рек, цепочками озер и грядами вдоль долин. Сбросы, ограничивающие грабены, пересечены этими разломами. Следовательно, эти разломы заложились после сбросов, ограничивающих палеогеновые грабены.

Сейсмическая активность проявлена в пределах Полоусненской и Селеняхской складчато-надвиговых зон. Эпицентр самого мощного землетрясения с магнитудой более 6 приурочен к Иргиченской впадине. Кроме того, зафиксированы два эпицентра магнитудой 4–5 и несколько эпицентров магнитудой менее 4.



---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

На территории листа R-54 известны породы в возрастном диапазоне от раннего венда до голоцена. В этой главе рассматривается история геологического развития в этом временном интервале. В пределы территории входят фрагменты различных блоков, то есть структур, в какой-либо отрезок времени указанного возрастного диапазона отделенные от других корой океанического типа и развивающихся самостоятельно. К этим блокам относятся Сибирский континент, Томмотско-Полоусненский блок – отторженец Сибирского континента, Алазейская, Святоноская и Олойская островные дуги. В течение средней юры – раннего мела эти блоки последовательно собрались в единое целое. Таким образом, до объединения история блоков была различна, после объединения история сначала части, а потом всех блоков – общая. Согласно структурным этажам выделены эпохи развития. Для Томмотско-Полоусненского блока выделяются ордовикско-раннедевонская эпоха развития блока в составе пассивной окраины Сибирского континента, среднедевонско-пермская эпоха отделения этого блока от континента, триасовая эпоха самостоятельного существования блока как пассивной структуры и ранне-среднеюрская эпоха действующей на блоке Селенняхской островной вулканической дуги. Для образований Алазейской островной дуги и тесно связанных с ними пространственно и генетически офиолитов выделяются две эпохи: вендская – формирования океанической коры и силурско-среднеюрская – развития Алазейской островной дуги. С рубежа средней–поздней юры Томмотско-Полоусненский блок и Алазейская островная дуги соединились в Колымо-Омолонский блок, время существования которого относится к позднеюрско-раннемеловой (раннеберриаской) эпохе. Эпоха развития Святоносской дуги – поздняя юра. Образования Олойской дуги на территории листа не вскрываются. На Сибирском континенте до соединения его с другими блоками для листа выделяется поздне триасово-раннемеловая эпоха. В эту эпоху на востоке Сибири развивалась пассивная окраина. На Сибирском континенте, объединенном с Колымо-Омолонским блоком и Святоносской островной дугой, обособляются берриас-барремская коллизионная, баррем-аптская активнookраинная, альбская коллизионная эпохи и палеоцен-плиоценовая эпоха внутриконтинентальных бассейнов и шельфа пассивной окраины.

## ВЕНДСКАЯ ЭПОХА

В вендскую эпоху, судя по геодинамическим реконструкциям [Борисова, 2001ф], Сибирь существовала как отдельный континент. К востоку от нее в современных координатах располагался океан, в котором формировалась океаническая кора. Фрагменты этой коры (офиолитовой ассоциации) находятся сейчас в Уядинском клиппе офиолит-метаморфических пород.

## КЕМБРИЙСКОЕ ВРЕМЯ

Кембрийские образования на территории листа не известны. В это время, как и в венде [Борисова, 2001ф], Сибирь существовала как отдельный континент. К востоку от нее в современных координатах располагался океан, в котором, по всей видимости, формировалась океаническая кора.

Временной интервал от ордовика до средней юры описывается по эпохам, проявленным в пределах Томмотско-Полоусненского блока.

## ОРДОВИКСКО-РАННЕДЕВОНСКАЯ ЭПОХА

В это время, как в венде и кембрии, Сибирь развивалась в качестве самостоятельного континента. Восточная (в современных координатах) окраина Сибири была пассивной. Томмотско-Полоусненский блок являлся частью Сибирского континента [Борисова, 1998ф, 2000ф, 2001ф], входил в область шельфа его пассивной окраины. На этом шельфе Сибири накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные осадки, свидетельствующие о расположении области их накопления в низких или умеренных широтах. В конце эмского века началось обмеление бассейна, образовались острова, в условиях прибрежной отмели накопились терригенно-карбонатные и терригенные красноцветные осадки герской свиты.

Восточнее Сибирского континента (в современных координатах) располагался океан с зонами спрединга. В этом океане (предположительно в силуре) зародилась Алазейская островная дуга, началась эпоха ее развития. Первый этап метаморфизма офиолитов датирован  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по амфиболам  $430 \pm 46$  млн лет (мунилканский офиолитовый комплекс) и  $419 \pm 16$  млн лет (калгынский офиолитовый комплекс) [Оксман, 2000]. Образования дуги на данном листе – это протолит уядинского метаморфического комплекса амфиболит-кристаллосланцевого, участвующего в строении Уядинского клиппа офиолит-метаморфических пород.

## СРЕДНЕДЕВОНСКО-ПЕРМСКАЯ ЭПОХА

В среднедевонско-пермскую эпоху, как и в предыдущую, Томмотско-Полоусненский блок являлся частью пассивной окраины Сибири. На ее шельфе в данное время проявился рифтогенез. Начало эпохи обозначилось перерывом в осадконакоплении (эйфельский век), что, по-видимому, указывает на подъем части территории. С живета осадконакопление на этой части

территории возобновилось. В течение живета и франа накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные осадки. С начала турнейского века состав осадков поменялся, до конца эпохи помимо карбонатных и терригенно-карбонатных отлагались глинистые, карбонатно-глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые осадки, а также вулканогенно-терригенные образования основного состава (туфоалевролиты, туфопесчаники, туффиты). Местами изливались базальтовые лавы, отлагались туфы основного состава. Одновременно с излиянием лав внедрялись силлы габбро и дайки габбро и габбродолеритов намысахского комплекса. В пермское время внедрился Томмотский массив пород щелочногранит-сиенит-щелочногаббровой формации. Формация включает и ультраосновные породы.

Отложения накапливались на небольших глубинах, на что указывают перерыв в осадконакоплении в эйфеле и присутствие в разрезе известняков. Отложение кремнистых пород связано, по всей видимости, с вулканической деятельностью.

Характер магматизма, а также кратковременный подъем территории, предваряющий, как правило, процессы растяжения, свидетельствуют о проявленном на шельфе рифтогенезе.

В данную эпоху рифтогенез захватил огромные площади Сибири. Рифты развивались на территории Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Хатангского и Лено-Анабарского прогибов, Верхоянской складчато-надвиговой системы. Возможно, основная ветвь рифтовой системы протягивалась через современное Верхоянье в Сугойский прогиб и там затухала. От основной ветви отходили Джарджанский (Кютюнгинский), Вилюйский и Сетте-Дабанский рифты. Процесс, по всей видимости, был неравномерным по площади и дискретным, затухал и проявлялся вновь. Рифты на территории Тунгусской синеклизы, Хатангского и Лено-Анабарского прогибов, а также Джарджанский (Кютюнгинский), Вилюйский и Сетте-Дабанский образовывались в позднем девоне – раннем карбоне, на территории данного листа – в раннем карбоне – перми. Какое-то время рифтогенез растягивал континентальную кору. Между Сибирским континентом и Томмотско-Полоусненским блоком возникла впадина, где откладывались относительно глубоководные осадки [Борисова, 1998ф]. Ближе к концу эпохи или на рубеже этой и следующей эпох в результате регионально проявленного рифтогенеза раскрылся океанический бассейн: залив Южно-Анюйского палеоокеана (Оймяконский палеоокеан), отколовший от Сибирского континента Томмотско-Полоусненский блок и другие блоки Колымской петли. Более точное время смены континентального рифтогенеза вследствие спрединга определить трудно. Судя по предполагаемой ширине океанического клина [Борисова, 1998ф], спрединг начался не ранее конца перми – начала триаса.

В конце эпохи Сибирский континент вошел в состав континента Пангея.

Алазейская дуга в данное время продолжала свое развитие [ГК-1000/3 Q-55, 2021]. Наиболее ранние образования дуги в позднем девоне – раннем карбоне были изменены среднебарическим (4–6 кбар) среднетемпературным (450 °С) метаморфизмом [Оксман, 2000]. Этот метаморфизм, вероятно, связан с деятельностью Алазейской вулканической островной дуги.

Длительное время существования Алазейской дуги свидетельствует о субдукции коры под дугу со стороны океана.

### ТРИАСОВАЯ ЭПОХА

В триасе Томмотско-Полоусненский блок и другие блоки Колымской петли были отделены от Сибири (Сибирской части континента Пангея) раскрывшимся заливом Южно-Аньюнского палеоокеана (Оймяконским палеоокеаном), на Томмотско-Полоусненском блоке развивались пассивные окраины. На шельфе пассивных окраин накапливались терригенные осадки, главным образом алевриты и глины. Источником материала в триасовое время были, вероятно, осадки перми и карбона. Отложения триаса, вскрытые в пределах Томмотско-Полоусненского блока, мелководны, для них характерны следы волновой ряби, линзы глинистых известняков с текстурой «cone-in-cone».

Для Сибирского континента триасовое время входит в этап терригенного осадконакопления эпохи развития шельфа пассивной окраины, в подэтап поступления материала на исследуемую территорию исключительно с Сибирской платформы [ГК-1000/3 R-53, 2020]. На рассматриваемом листе подэтап представлен верхнетриасовым подъярусом, образовавшимся на дистальной части Сибирского шельфа. В этой части шельфа накапливались главным образом алевриты. Дистальная часть шельфа была относительно мелководной, на ней обитали двустворки.

В триасе продолжала развиваться Алазейская дуга [ГК 1000/3 Q-55, 2021] и уже существовала Олойская дуга. Триасовые образования Олойской дуги обнажаются на листах R-57, Q-57 и Q-58.

### РАННЕ-СРЕДНЕЮРСКАЯ ЭПОХА

Данная эпоха – это время развития в пределах Томмотско-Полоусненского блока надсубдукционной Селенняхской островной дуги. На шельфе Селенняхской островной дуги откладывались терригенные осадки, туфы и туфогенно-осадочные породы (чемегединская толща, сетакчанская, такалканская и боргунджинская свиты). Песчаники этих толщ полимиктовые, литокласты составляют до 2/3 объема обломочного материала, среди литокластов в большом количестве присутствуют обломки карбонатных и вулканических пород от кислого до основного состава. Материал сносился с наиболее поднятой в то время центральной части Томмотско-Полоусненского блока, являющейся, по всей видимости, осью островной дуги.

В тылу дуги внедрялись малые интрузивные тела кюрюэляхского плутонового комплекса, сложенные передотитами, пироксенитами, монцогаббро, габбро, габбродиоритами, монцодиоритами и монцонитами.

Для Сибирского континента ранне-среднеюрское время относится к этапу терригенного осадконакопления на шельфе пассивной окраины. Начальная часть ранней юры (по крайней мере, геттангский век) наряду с триасом входит в подэтап поступления материала на исследуемую территорию исключи-

тельно с Сибирской платформы [ГК-1000/3 R-53, 2020]. На данном листе отложений этого времени нет. Следующая часть ранней юры и средняя юра принадлежат к подэтапу поступления большей части осадочного материала с нового крупного источника, расположенного за пределами Сибирской платформы. На данном подэтапе резко возросло поступление псаммитового материала, изменился его состав. За счет этого накопились мощные толщи, в которых преобладают аркозовые песчаники. Обнажающиеся на листе среднеюрские породы так же, как и триасовые, отлагались на пассивной окраине Сибирского континента в дистальной части шельфа. Этот шельф был мелководным, но все же по глубине в среднеюрское время он разделялся на две зоны: более мелководную Абырабыт-Верхнеселенняхского СР и чуть более глубоководную Иргиченского СР. Бассейн в пределах листа углублялся в южном направлении. В Абырабыт-Верхнеселенняхском СР накопились породы, преобразованные в мощные пласты песчаников (20–200 м) и пачки переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов. Для пород типичны косая и волнистая слоистости. Границы слоев и прослоев в пачках переслаивания резкие, контрастные, градационной слоистости в этих пачках нет. Характер слоистости свидетельствует о мелководности шельфа в этом районе. В Иргиченском СР среди откладывающихся в это время осадков преобладал алевритовый материал. Разрез среднеюрских пород в этом районе представлен пачками переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов в разных сочетаниях. Есть прослои (до 50 см) известняков. В большей части пачек переслаивания границы слоев и прослоев резкие, контрастные, как прямые, так и волнистые, градационной слоистости в них нет. Вместе с этим разрез содержит ритмичные слои с градационной слоистостью. Все ритмы в этих слоях обладают горизонтальной слоистостью в нижней части и волнистой симметричной слоистостью в верхней части. Судя по отсутствию градационной слоистости в большей части разреза и присутствию волнистой слоистости даже в ритмичных слоях шельф и в этом районе был достаточно мелководным.

Биота средней юры в обоих стратиграфических районах бедна и однообразна, представлена единичными двустворчатыми моллюсками, белемнитами и аммонитами.

Увеличение объема поступающего псаммитового материала и изменение его состава указывает на появление дополнительного источника сноса. Состав псаммитового материала свидетельствует о наличии в источнике сноса крупных вскрытых массивов гранитоидов. Возможно, источником сноса служил Таймыр, присоединившийся к Сибири на рубеже триаса и юры [ГК-1000/3 R-53, 2020].

В ранней и средней юре продолжали свое развитие Алазейская и Олойская островные вулканические дуги.

В конце средней юры Томмотско-Полоусненский блок и Алазейская островная дуга соединились (амальгамировались), образовался Колымо-Омолонский блок. К этому привела субдукция, проявившаяся магматизмом ранне-среднеюрской Селенняхской островной дуги. Во время амальгамации (коллизии) образовывались шарьяжи, надвиги, складки Селенняхской и, отчасти Туостяхской, складчато-надвиговых зон. На Томмотско-Полоусненский блок

шарьировались фрагменты океанической коры, разделявшей этот блок и Алазейскую островную дугу, а также метаморфические образования, являющиеся, предположительно, образованиями Алазейской островной дуги. Коллизия зафиксирована угловым несогласием в основании позднеюрских отложений Уяндино-Ясаченской островной дуги (мукдуканская, эмтанджинская, догдинская свиты), перекрывающих складчато-надвиговые образования Селеняхской зоны.

### ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВАЯ (РАННЕБЕРРИАССКАЯ) ЭПОХА

Данная эпоха соответствует времени существования Колымо-Омолонского блока как самостоятельной структуры. К началу поздней юры Колымо-Омолонский блок был сформирован. В позднеюрско-раннемеловую эпоху этот блок развивался в качестве энсиалической островной дуги. Эпоха делится на два этапа: позднеюрский и раннемеловой (раннеберриасский). В начале поздней юры возникла зона субдукции в Оймяконском палеоокеане между Сибирским континентом и Колымо-Омолонским блоком, в результате чего образовалась Уяндино-Ясаченская островная дуга. Позднеюрский этап характеризовался надсубдукционной вулканической деятельностью Уяндино-Ясаченской островной дуги. Вулканическая деятельность предварялась накоплением конгломератов. Далее последовал вулканизм основного и среднего состава (салгатасский вулканический комплекс), сменившийся вулканизмом кислого состава (догдинский вулканический комплекс). Одновременно с вулканизмом внедрялись интрузивы умбинского гипабиссального габбрового комплекса.

На следующем этапе развития Уяндино-Ясаченской островной дуги в раннем берриассе внедрились массивы и дайки связанного с субдукционным процессом южно-ниргиэрского комплекса. Тела этого комплекса прорвали вулканические образования дуги.

Субдукция, маркированная Уяндино-Ясаченской островной дугой, была направлена под Колымо-Омолонский блок от Сибирского континента [Оксман, 2000]. То, что субдукция была направлена от Сибирского континента, привело к закрытию Оймяконского палеоокеана и коллизии в начале мела Сибирского континента и Колымо-Омолонского блока.

На Сибирском континенте в поздней юре – раннем берриассе по-прежнему существовала пассивная окраина с терригенным осадконакоплением. Данное время входит вместе с поздней частью ранней юры и средней юрой в подэтап поступления большей части осадочного материала с крупного источника за пределами Сибирской платформы. Большую часть отложений составляют аркозовые песчаники. С начала оксфордского времени шельф на всей территории выравнивался за счет проградации, относительно глубоководная зона нивелировалась. На шельфе в поздней юре обитали двустворки и единичные аммониты. Количество двустворок в сравнении со средней юрой возросло.

В позднеюрское время развивалась Святоносская островная дуга. На ранней стадии дуги накапливались терригенные осадки (уларская свита), изливались лавы и извергались туфы основного и среднего состава (святоноская

свита). На поздней стадии изливались лавы кислого состава (чурпуньинская толща).

В начале мела Сибирский континент, Колымо-Омолонский блок и Святоноская дуга объединились, их история стала общей.

### БЕРРИАС-БАРРЕМСКАЯ ЭПОХА

Данная эпоха соответствует коллизии Сибирского континента с Колымо-Омолонским блоком и Сибирского континента со Святоносской дугой. Перед коллизией Сибирского континента с Колымо-Омолонским блоком, по всей видимости, изменилась полярность зоны субдукции в Оймяконском палеоокеане. Субдукция, направленная под Колымо-Омолонский блок от Сибирского континента, сменилась субдукцией под Сибирский континент. Это выразилось в наличии в разной степени надсубдукционных признаков у пород всех плутонических комплексов коллизионной эпохи (бакы-дербекинского, саханьинского, арга-эмнекенского и омчикандинского).

Во время коллизии осадконакопление на этих блоках прекратилось. В начале эпохи, в результате коллизии Сибирского континента и Колымо-Омолонского блока последний шарьировался на окраину Сибирского континента. Отложения пассивной окраины сминались и надвигались друг на друга в северо-западном и северном направлениях. Возникли надвиги и складки северо-западной и северной вергентности в Южно-Полоусненской подзоне Полоусненской складчато-надвиговой зоны. Деформации затронули и Колымо-Омолонский блок. Надвиги и складки, образовавшиеся в пределах блока на рубеже средней–поздней юры, подновились. Вероятно, в это время в пределах Колымо-Омолонского блока возникли надвиги юго-восточной вергентности.

Чуть позже на образования Сибирского континента с севера надвинулись образования Святоносской дуги. Движение было направлено с севера на юг, возникли субширотные надвиги южной вергентности и складки Северо-Полоусненской подзоны Полоусненской складчато-надвиговой зоны. Деформации охватывали территорию Лаптевоморской молодой платформы, в том числе акваторию. Эта территория во время коллизии представляла собой денудирруемую сушу.

Вслед за складко- и надвигообразованием внедрились интрузии коллизионных магматических комплексов, главным образом гранитоидов: гранит-гранодиоритовый саханьинский, диорит-гранит-гранодиоритовый бакы-дербекинский поперечных рядов, гранит-гранодиоритовый арга-эмнекенский и лейкогранит-гранитовый омчикандинский плутонические комплексы. Эти интрузии прорвали складчато-надвиговые деформации образований пассивной окраины Сибирского континента. С этим временем связано заложение сбросов, ограничивающих местами массивы гранитоидов и поперечные ряды. Граниты коллизионного плутонического комплекса имеют характеристики коллизионных, и, отчасти, надсубдукционных пород. Характеристики надсубдукционных пород связаны с наличием надсубдукционного источника, появившегося, по-видимому, в результате смены полярности субдукции.

Интрузии бакы-дербекинского и, отчасти, арга-эмнекенского комплексов внедрялись, вероятно, по трещинам, возникшим при коллизии.

### БАРРЕМ-АПТСКАЯ ЭПОХА

В баррем-аптскую эпоху в узкой полосе восток–юго-восточного простира-ния, расположенной в центральной части листа, проявился субдукционный вулканизм среднего и кислого состава (тумусская толща), а следом внедрились крупные массивы гранитоидов магнетитовой серии (эликчанский гранит-гранодиоритовый комплекс). Таким образом, в данную эпоху на Сибирском континенте, уже объединенном с Колымо-Омолонским блоком и Святоносской дугой, развивалась активная окраина Андийского типа. По распространению образований этой активной окраины был локализован Тумус-Нельканский вулcano-плутонический пояс, наложившийся на плутонический пояс коллизионных гранитоидов. Субдукция была направлена под континент с севера–северо-востока.

В конце эпохи в связи с закрытием Южно-Аннуйского океана началась коллизия Сибири с Новосибирско-Чукотским блоком [Борисова и др., 1998ф]. Тектонические движения возобновились. Возникли деформации северо-западного простира-ния, в том числе на территории Лаптевоморской молодой платформы, включая акваторию. Вероятно, деформировались старые и возникли новые складки и надвиги. Структуры северо-западного направления читаются в пределах Лаптевоморской молодой платформы на геофизических картах.

Между Сибирским континентом с присоединившейся к нему Святоносской островной дугой и Новосибирско-Чукотским блоком оказалась зажата Олойская островная дуга. На данной территории образования Олойской островной дуги не выходят на поверхность, дуга диагностируется только по данным геофизики. Дуга, по всей видимости, присоединилась до начала коллизии Сибири с Новосибирско-Чукотским блоком к Сибири.

### АЛЬБСКАЯ ЭПОХА

Альбская эпоха совмещала постколлизионные процессы, связанные с завершением коллизий (коллапсом) Сибирского континента с Колымо-Омолонским блоком и Сибирского континента со Святоносской дугой, а также коллизионный процесс Сибирского континента с Новосибирско-Чукотским блоком.

Коллапс коллизионной системы вызван растеканием нижней коры под давлением вышележащих пород после коллизионного сжатия. На этой стадии происходит активизация магматической деятельности, связанной с образованием раздвиговых зон на уровне кора–мантия [Трунилина, 1999, 1996ф].

Постколлизионные процессы начались с образования анорогенных (А-типа) гранитов редкометалльного гранитового комплекса (полярнинского). Чуть позже образовались лейкограниты и граносиениты Такалканского массива одноименного плутонического комплекса, также относящиеся к



А-типу. Образование анорогенных гранитов фиксирует начало коллапса коллизионной системы, возникшей на рубеже юры и мела. Анорогенные гранитоиды находятся вблизи современного расположения сuture между Сибирским континентом и Колымо-Омолонским блоком, внедрились, по-видимому, в зону шарьяжа последнего на Сибирский континент. Впоследствии часть шарьяжа эродировалась.

Завершающим процессом постколлизионной геодинамической обстановки явилось внедрение даек гранит-риолитового киргиллехского комплекса, сформировавшееся пояса, как согласные складчатости, так и секущие ее.

Коллизию Сибири с Новосибирско-Чукотским блоком сопровождала вулканическая деятельность и интрузивный магматизм, сформировавшие Джаяхтардах-Олойский вулканоплутонический пояс и внедрение небольших интрузий святоносского гранодиорит-гранитового комплекса, выстроившихся в поперечные ряды складчатости.

Образования Джаяхтардах-Олойского вулканоплутонического пояса подобны вулканитам Эльбрусского поля Кавказа, возникшим во время коллизии над погружающимся слэбом. Вулканизм Джаяхтардах-Олойского пояса предварялся образованием грубообломочного материала. Грубообломочная толща и потоки лав Джаяхтардах-Олойского пояса с угловым несогласием перекрыли образования всех структурных этажей Томмотско-Полоусненского блока, и, кроме того, с несогласием перекрыли вулканиты тумусской толщи и гранитоиды эликчанского комплекса, принадлежащие к баррем-аптскому этажу. Магматическая деятельность Джаяхтардах-Олойского пояса на данном листе включает три стадии. В первую стадию изливались лавы трахириодацитов, трахидацитов, трахириолитов, реже риодацитов, дацитов, риолитов и трахитов, откладывались туфы, туфогенно-осадочные породы, алевролиты и глины, возникали генетически связанные с лавами субвулканические и интрузивные образования сасыл-гиннахской вулканоплутонической ассоциации. Последние представлены массивами умереннощелочных гранитов и дайками риолитов, трахириодацитов и риодацитов.

Во вторую стадию изливались трахиандезиты, трахиандезибаазальты, трахидациты, трахиандезидациты, трахибаазальты, трахиты; формировались соответствующие субвулканические тела, внедрялись небольшие плутоны кварцевых монзонитов, монзонитов, кварцевых сиенитов, сиенитов и дайки кварцевых монзонитов, монзонитов, сиенитов, трахиандезитов, трахиандезибаазальтов, андезитов, базальтов (образования джаяхтардахской вулканоплутонической ассоциации).

Третья стадия представлена вулканическим хачимчерским трахидацит-трахириолитовым комплексом. В эту стадию накопились риолиты, трахириолиты, риодациты, трахириодациты, их лавобрекчии и туфы. Интрузии этой стадии не известны.

Во время магматической деятельности Джаяхтардах-Олойского вулканоплутонического пояса внедрились гранитоиды святоносского гранодиорит-гранитового комплекса, образовавшие поперечные структурам ряды. Гранитоиды этого комплекса относятся к коллизионным образованиям, связаны с коллизией Сибири с Новосибирско-Чукотским блоком. По всей видимости, массивы комплекса внедрились по глубинным трещинам.

Под территорией, занятой Джахтардах-Олойским вулкано-плутоническим поясом, продолжал погружаться слэб, что нашло отражение в надсубдукционных характеристиках пород этого пояса, подобных характеристикам вулканитов Эльбрусского поля Кавказа, излившихся во время коллизии над погружающимся слэбом. Помимо признаков коллизионных, надсубдукционных и внутриплитных условий магматизма, характерных для пород, образовавшихся в обстановке коллизии, эффузивы и интрузивы Джахтардах-Олойского пояса кислого состава несут признаки постколлизионного магматизма. Это обусловлено тем, что данные породы испытали влияние постколлизионных процессов (коллапса) коллизии Сибирского континента и Святоносской дуги.

### ПОЗДНЕМЕЛОВОЕ ВРЕМЯ

Образования позднего мела на листе не известны. Вероятно, осадки в это время не отлагались и магматическая деятельность отсутствовала. Территория скорее всего представляла собой сушу.

### ПАЛЕОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВАЯ ЭПОХА

В палеоцене–плиоцене осадки накапливались во внутриконтинентальных бассейнах и на шельфе пассивной окраины. В эту эпоху сформировались Лаптевоморская платформа и наложенные на складчатую область впадины. Эпоха делится на два этапа: палеоцен-среднемиоценовый и позднемиоцен-плиоценовый.

**Палеоцен-среднемиоценовый этап.** В палеогене поверхность на значительных территориях выравнивалась. В палеоцене благоприятные климатические условия способствовали образованию каолиновых кор выветривания.

В связи с раскрытием Евразийского океанического бассейна на фоне пенепленизации в палеогене проявлялись процессы растяжения, выразившиеся в погружении северной части территории и образовании на ней крупных глубоких ограниченных сбросами грабенов – Широкостанского и Тастахского. Эти грабены являются продолжением рифтовой системы хр. Гаккеля. Северная часть территории покрылась озерами и болотами. Участки в границах грабенов, по всей видимости, были погружены относительно соседних участков, осадки на них накапливались с максимальными для данной территории скоростями, что свидетельствует о постоянном прогибании. Эти участки имели кратковременные связи с морским бассейном. Грабены заполнялись галечниками, песками, алевритами, глинами и, периодически, органикой (остатками растений). Рядом с грабенами в это время накапливались схожие отложения, но с меньшими скоростями.

В это же время в южной части листа заложились неглубокие грабены северо-северо-западного и меридионального направлений. В них накапливались озерные, болотные и аллювиальные осадки, содержащие продукты разрушения кор выветривания.

**Позднемиоцен-плиоценовый этап.** В данный этап северная часть территории постепенно погружалась. Этот этап отделен от предыдущего регио-

нальным перерывом в осадконакоплении, соответствующим серравальскому веку среднего миоцена (силгенский горизонт).

На большей части Лаптевоморской платформы в континентальных условиях накапливались песчано-глинистые осадки с включениями гравия и галек, а также органика – терригенная континентальная формация внутриконтинентального бассейна.

В наложенных впадинах накапливались такие же осадки терригенной континентальной формации, что и на большей части Лаптевоморской платформы.

На северо-западе Лаптевоморской платформы в пределах Святоносского СР и акватории (Лаптевоморской СФЗ) осадки отлагались в прибрежно-морских условиях (кунгасская и эбеляхская свиты, сейсмокомплекс СК-5). Судя по породам Святоносского СР, осадконакопление началось в континентальном бассейне. Отложились пески, алевроиты, торф. Позже район захватило море, в котором накопились валунные галечники, разнозернистые пески, содержащие гравий и гальку. В море обитали диатомеи, радиолярии и фораминиферы. Соленость моря не превышала 0,5 мг/экв. Временами море отступало, на прибрежной территории, вероятно, в дельте реки, откладывались пески и органика, обитали пресноводные диатомеи.

Эти отложения представляют терригенную морскую формацию шельфа пассивной окраины Арктического бассейна.

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ЭПОХА

В четвертичное время активизировались тектонические движения, в результате которых сформировались современные горы, углубились речные долины, в которых формировались речные террасы. В начале позднего неоплейстоцена на территории Яно-Индигирской низменности в результате слияния мелких озер образуются крупные проточные озера. Юго-западная часть территории подвергалась оледенению в юлеглерское и хетакагчанское время. Оледенение носило долинно-сетчатый вид. В межледниковые периоды на фоне общего поднятия формировались речные террасы крупных рек. В результате процессов, развитых в перигляциальной зоне в Яно-Индигирской низменности и межгорных впадинах горной страны, накапливались содержащие пласты льда полигенетические лессовидные отложения едомы, которые в позднем неоплейстоцене заполняли речные долины, частично перекрыв склоны водоразделов.

Голоценовое время характеризуется умеренным поднятием района. В долинах сформировались первая надпойменная терраса и два уровня пойм.

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Северная часть территории относится к Яно-Индибирской низменности и шельфу моря Лаптевых, центральная часть – к Куларо-Полоусненской горной стране, на юге находятся северное окончание хр. Черского, Момо-Селенныхская линия впадин, Томмотский массив и западный фрагмент Абыйской низменности.

Значительную роль играет структурно-литологический рельефообразующий фактор, связанный с интрузивными массивами (благодаря их устойчивости к денудации они оказались господствующими по высоте). На характер современного облика рельефа большое влияние оказывает многолетняя мерзлота и широко проявленные криогенные, термокарстовые, а также эрозионные процессы. В прибрежной зоне немалую роль играет морская абразия. Аккумулятивные формы рельефа созданы процессами речной, озерной, ледниковой и морской аккумуляции.

Яно-Индибирская низменность охватывает около 40 % территории листа. Она наследует палеоген-неогеновую структуру устойчивого погружения. Большую часть занимает полигенетическая «едомная» равнина и озерно-болотная «аласная» равнина, образовавшаяся в результате развития термокарстовых процессов. Озерно-болотная равнина отвечает самой плоской выровненной области, где развиты термокарстовые озера. Абс. выс. равнины достигает 10–25 м с отдельными останцами «едомы» высотой до 40–65 м. Для равнины характерны многочисленные озера, причем наиболее крупные достигают в длину 11–14 км. Для речной сети характерны извилистые корытообразные русла.

С большим контрастом среди низменности выделяются одиночные куполовидные возвышения, сложенные гранитоидами и изверженными породами – горы Максунуоха-Тас – 406 м, Чурпунья – 249 м, Зимовье – 102 м и др. Для них характерны нагорные террасы, крутые склоны покрыты глыбами и щебнем. На юге низменности выделяется Северо-Полоусненская предгорная равнина, преимущественно денудационная. Рельеф грядово-холмистый и полого-увалистый, в понижениях – «едома». Абс. выс. увеличивается к горам от 120 до 200–250 м, есть островные возвышения с абс. выс. до 300–350 м.

Особое положение на территории Яно-Индибирской низменности занимает дельтовая равнина, приуроченная к устьевым частям рек Чондон и Сылах. Причем дельта Чондона сливается с восточной частью авандельты Яны,

а дельта Сылаха, впадающая в Селляхскую губу, приближается по своему облику к эстуариям.

Значительную часть территории занимает субширотно простирающаяся Куларо-Полоусненская горная страна, представляющая собой область кайнозойского поднятия. На территории листа горная страна представлена Полоусным кряжем. Строение кряжа не однородно. Он состоит из ряда более мелких морфоструктурных единиц III порядка – преимущественно низкогорных хребтов и межгорных впадин северо-западного, реже субширотно и субмеридионального простираний.

В пределах Полоусного кряжа на западе выделяются Кют-Тасский, Эстериктяхский, Селенняхский, Иргичанский хребты с северо-западной ориентировкой, совпадающие с простираем интрузивных массивов. По долинам крупных водотоков, разделяющих эти хребты, заложены Ыганьинская, Ат-Юряхская и Иргичанская неотектонические впадины. В центре кряжа выделяются положительные морфоструктуры – Эстериктяхский и Калгынский хребты субмеридионального простирания.

Обширная Уяндинская впадина субмеридионального простирания расположена между Селенняхским и Эстериктяхским хребтами. В северной части она залегает на мезозойском складчатом основании терригенных пород верхоянского комплекса, в южной – на терригенно-карбонатном комплексе палеозоя. Внутреннее строение ее сложное. Разломы, пересекающие впадину вкрест простирания, создали мозаичный ступенчатый характер ее днища. Северная и восточная части впадины – зоны устойчивого прогибания значительной амплитуды, начиная с олигоцена и слабых дифференцированных движений в голоцене. Для западной и южной частей со среднего неоплейстоцена характерны преимущественно блоковые движения положительного знака.

Северо-восточнее Эстериктяхского и Калгынского хребтов кряж Полоусный распадается на группу изолированных друг от друга гольцовых гор, сложенных магматическими и метаморфическими породами. Абс. выс. гор – 580–950 м, максимум 1221 м. Среди гор располагаются впадины Бакинская, Оймаконская, Эстериктяхская и Нонгонджинская субмеридионального, северо-восточного и субширотно простираний с покровом едомы и сопровождающими его термокарстовыми западинами.

Система Момо-Селенняхской линии впадин представлена на территории листа Селенняхской впадиной. Она имеет на различных участках разную ширину, в верховьях р. Селеннях впадина расширяется до 40 км, между хр. Тас-Хаяхта и Томмотским массивом сужена до 10 км и на ее дне есть выходы древних пород. Основное пространство занимает пологохолмистая равнина на образованиях едомы и озерно-болотная (аласная) равнина. Рисунок речной сети центростремительный, с широкой поймой и заболоченной поверхностью надпойменной террасы.

Система хр. Черского представлена его северо-западным окончанием – хребтами Буркат, Тас-Хаяхта (хр. Хадаранья) и небольшим фрагментом Неннелинской впадины. Хребты северо-западного простирания характеризуются крутизной склонов  $30^\circ$  и более. Рельеф сильно расчлененный, с глубоко врезанными речными долинами.

Томмотский среднегорный массив связан с гранитоидными интрузивами и окружающими их роговиками. Рельеф преимущественно среднегорный, абс. выс. до 2004 м, хотя встречаются элементы альпинотипного рельефа – кары и цирки. Массив рассечен посередине ложбиной северо-западного простирания, дно которой опущено до 950 м.

Абыйская низменность попадает на территорию своей крайней западной частью и располагается в самом юго-восточном углу листа. Выполнена рыхлыми палеоген-четвертичными отложениями. Представляет собой наклонную к р. Селеннях озерно-болотную аласную аккумулятивную равнину с абс. выс. поверхности до 50–100 м, с массой термокарстовых озер, зеркала которых лежат на 40–60 м выше уровня моря. Севернее р. Уяндина абс. выс. низменности – 120–200 м, поверхность волнистая, рельефообразующим субстратом преимущественно служит едома, из-под которой в долинах выступают мезозойские породы.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕЛЬЕФА

### СУША

На территории листа выделяются следующие типы рельефа: денудационный, денудационно-конструктурный, эрозионно-аккумулятивный, эрозионный, денудационно-аккумулятивный, аккумулятивный.

#### Денудационный тип рельефа

*Пологие субгоризонтальные поверхности выравнивания и альтипланации, образованные процессами комплексной денудации и морозно-нивальными процессами (1)* распространены практически по всей территории листа, включают в себя реликты доплиоценовых поверхностей выравнивания, срезающих складчатое основание. В рельефе поверхности выравнивания представляют собой плоские участки на водоразделах. На них, как правило, развиты элювиальные развалы глыб и щебня. В настоящее время реликты древней поверхности выравнивания расположены на разных гипсометрических уровнях: на севере вблизи низменности – 300, 500 м, на юге территории – 600, 1200, 1400 м. Все реликты сильно переработаны морозно-нивальными процессами и являются поверхностями альтипланации, на которых сохранился щебень осветленных пород коры выветривания.

К этому типу рельефа также относятся многочисленные нагорные террасы – криопедименты, возникшие в результате процессов альтипланации в настоящее время. Наиболее явно они отражаются на прочных интрузивных и метаморфизованных породах. Сюда также относятся слабо сохранившиеся древние поверхности выравнивания – криопидиплены. Все субгоризонтальные поверхности покрыты маломощным чехлом обломочного материала местных пород – от глыб до щебня.

Поверхности выравнивания начали формироваться после образования складчато-надвиговых деформаций и после внедрения гранитоидов, с кото-

рыми связаны интенсивные тектонические движения. Время внедрения гранитоидов самого молодого такаланского магматического комплекса датируется альбским временем. Впоследствии в позднем кайнозое выработанная поверхность подвергалась расчленению, а также (в связи с изменением климата) процессам альтипланаии. Таким образом, временные рамки процесса – поздний мел – голоцен.

*Предгорная возвышенная равнина на осадочных породах палеогена–неогена (2)*, созданная процессами денудации и плоскостного смыва в условиях инверсионного (со среднего неоплейстоцена) малоамплитудного поднятия территории, расположена вдоль западного борта Уяндинской впадины. В результате инверсионного поднятия на поверхность равнины выведены слаболитифицированные олигоцен-плиоценовые угленосные образования древней озерно-аллювиальной равнины. Абс. отм. высот – 200–300 м (максимум до 400 м). В современном рельефе территория представляет собой серию пологих увалов, вытянутых в широтном направлении и расчлененных слабо-врезанными (60–80 м) водотоками разного порядка. Вершины водоразделов широкие, плоские или слабовыпуклые, преимущественно задернованные. Склоны пологие (4–5°) с щебнистыми покровными слабольдистыми суглинками. На склонах доминируют процессы солифлюкционного сноса. Речная сеть находится в перстративной фазе развития. Продольные профили долин равновесные; поперечные – корытообразные. Днища плоские, террасовый комплекс выражен слабо: присутствуют поймы и, фрагментами, первая надпойменная терраса [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Равнина оформилась во второй половине олигоцена, после чего подвергалась процессам комплексной денудации [ГК R-54-XVII, XVIII 1975].

*Слабо расчлененное низкое плоскогорье на осадочных породах мезозоя (3)* расположено на северных отрогах Полоусного кряжа на терригенных породах мезозоя. В современном рельефе это – платообразное полого-увалистое слаборасчлененное низкое плоскогорье на абс. отм. 100–300 м. Вершинные поверхности водоразделов широкие сглаженные, перекрытые щебнисто-мелкоглыбовым элювием с примесью суглинистого материала. Среди выполаженного рельефа плоскогорья выделяются отдельные линейные возвышенности северо-восточного простирания, пространственно совпадающие с положительными мезозойскими структурами, разделенные долинообразными понижениями. В настоящее время эти понижения дренируются современной речной сетью.

Также отдельными массивами низкое плоскогорье распространено на юго-востоке листа на палеозойских, преимущественно терригенно-карбонатных породах и мезозойских магматических образованиях в условиях замедленных неотектонических поднятий малых (200–400 м) амплитуд [Казакова, Данилов, 2017ф]. В современном рельефе это пологоувалистое, слаборасчлененное низкое плоскогорье на абс. отм. 200–300 м. Водораздельные поверхности широкие, сглаженные или слабовыпуклые.

Речная сеть достаточно густая, разветвленная. Днища долин широкие (на р. Бёрёлёх до 4–5 км) корытообразные или трапециевидные со свободными меандрами, террасированные. Профиль долин V и U-образный, с выходами коренных пород в руслах и цоколях первых надпойменных террас.

Формирование низкогорного рельефа тесно связано с тектонической активизацией в плиоцене на фоне изменения климата и развития физического выветривания, которому склоны подвергаются и в настоящее время.

### Денудационно-конструктурный тип рельефа

Этот тип рельефа наиболее распространен в пределах территории листа. Формирование его обусловлено главным образом новейшими поднятиями, сопровождающимися активной эрозией и денудацией. Денудационно-конструктурный рельеф развит в пределах Куларо-Полоусненской горной страны, системы хр. Черского и Томмотского массива.

*Среднегорный умеренно расчлененный рельеф с крутыми (до 30°) и средней крутизны (20–30°) склонами, развитый в результате препарировки секущих интрузивных тел и их приконтактовых зон (4)* приурочен к хр. Тас-Хаяхта (Хадаранья), Томмотскому массиву и отдельным возвышенностям в пределах Полоусного кряжа. Данный тип рельефа формируется на прочных интрузивных и метаморфизованных породах. Отдельные возвышенности приурочены, как правило, к малым интрузиям или надинтрузивным полям роговиков. Рельеф характеризуется абс. отм. в диапазоне 800–1800 м (максимальная 2079 м), относительными превышениями 600–900 м. Представлен грядами и купольно-сводовыми поднятиями.

Водораздельные поверхности узкие, гребневидные, с многочисленными скальными останцами (кигиляхами) высотой до 15–35 м. На отдельных участках они приобретают черты альпийского рельефа с острыми пикообразными вершинами и следами экзарационной ледниковой деятельности (кары, троговые долины). Редко встречаются уплощенные водоразделы со сглаженными вершинами. Склоны крутые (до 30°) и средней крутизны (20–30°), прямые или слабовыпуклые, часто обрывистые.

Речная сеть преимущественно центробежного типа, с глубоко врезынными узкими V-образными долинами, слабо выраженной поймой и отсутствием надпойменных террас; здесь наблюдаются водопады высотой до 30 м (левые притоки р. Сакындя) [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Речные долины, подвергавшиеся оледенению, широкие (до 1,5–2 км) с трогообразным поперечным профилем, плоскими или чашеобразными днищами, со следами ледниковой аккумуляции.

Расчленение склонов связано с этапами тектонической активизации, наиболее ранний из которых сопровождался внедрением меловых интрузивов.

*Низкогорный в разной степени расчлененный рельеф с преимущественно пологими склонами, развитый на сложнодислоцированных породах палеозоя и мезозоя (5)* приурочен преимущественно к Полоусному кряжу. Абс. отм. изменяются от 300 до 800 м (редко до 1000 м).

Водораздельные поверхности на осадочных и интрузивных породах широкие, сглаженные, часто столообразные, участками осложненные останцами выветривания – кигиляхами. Над гранитоидными массивами наблюдаются денудационные депрессии, обусловленные глубокой препарировкой пород различной устойчивости. Склоны обычно средней (8–15°) крутизны, слабово-



гнутые, реже – прямые. На эффузивах склоны имеют ступенчатый характер, связанный со структурными особенностями коренных пород. Ступени соответствуют различным по составу лавовым покровам.

Речная сеть густая. Крупные реки имеют выработанные, близкие к равновесным, продольные асимметричные профили, широкие U-образные террасированные днища. Мелкие притоки первых порядков образуют дендритовидный рисунок с симметричным корытообразным либо чашеобразным профилем и широкими днищами. На участках, сложенных контактово-метаморфизованными породами, в верховьях крупных и мелких водотоков наблюдаются врезанные русла канавообразной или V-образной формы с уступами высотой до 5 м.

Расчленение склонов связано с этапами тектонической активизации, наиболее ранний из которых сопровождался внедрением позднемеловых интрузивов.

*Возвышенности на магматических породах мезозоя (6)* распространены в Яно-Индибирской низменности в виде отдельных останцовых гор (Чокурдах, Зимовье и др.) и горных массивов (Максунуоха-Тас) на севере территории, сложенных эффузивно-осадочными и интрузивными породами мезозоя. В современном рельефе это изометричные или куполовидные массивы с абс. отм. 100–250 м (максимальная 382 м – гора Максунуоха-Тас).

Водораздельные поверхности куполовидные. Склоны массивов вогнутые или прямые, в привершинных частях покрыты делювиально-коллювиальными и обвально-осыпными отложениями; в нижних частях, как правило, пологие (до 10°) с делювиально-солифлюкционными шлейфами.

Речная сеть развита лишь среди горного массива Максунуоха-Тас. Долины узкие, с резкими, прямолинейными изгибами русел.

Расчленение склонов связано с этапами тектонической активизации, наиболее ранний из которых сопровождался внедрением позднемеловых интрузивов.

### **Эрозионно-аккумулятивный тип рельефа**

Эрозионно-аккумулятивный рельеф формируется крупными водотоками района. В областях устойчивого погружения он является аккумулятивным, а в переходных областях и областях устойчивого воздымания преобладают эрозионные процессы, которые формируют соответствующие элементы рельефа: цокольные террасы и высокие эрозионные уступы.

*Эрозионно-аккумулятивный рельеф. Поймы, первая, вторая и третья надпойменные террасы (7)* развиты вдоль крупных водотоков района и их притоков. Высокая и низкая поймы превышают урез воды в межень на 0,5–2 м. Ширина пойм достигает 1–2,5 км, а у некоторых крупных рек до 10 км. Это ровные поверхности, осложненные эрозионными рытвинами, старичными озерами и протоками и грядово-мочажинным микрорельефом.

Первая надпойменная терраса высотой 3–7 м, на крупных реках – до 12 м развита узкими сегментами по долинам крупных рек. Поверхность ровная, часто заболочена. Бровка, как правило, четко выражена. Тыловой шов в

крупных речных долинах четкий, в горах часто перекрыт склоновыми образованиями.

Вторая и третья надпойменные террасы также распространены по долинам крупных водотоков. Вторая надпойменная терраса высотой 10–15 м, в горах до 20–25 м. Третья надпойменная терраса высотой 20–40 м, редко до 60 м. Поверхность террас ровная, ближе к склонам слабохолмистая; наклон площадок к руслам водотоков не превышает 3–5°. Бровки террас обычно сглажены, уступы крутые, иногда обрывистые.

Возраст рельефа определяется возрастом аллювия, из чего следует, что формирование началось в позднем неоплейстоцене и продолжается в настоящее время.

### **Эрозионный тип рельефа**

*Крутые склоны и эрозионные уступы речных долин (8)* развиты преимущественно в горных областях устойчивого воздымания. Склоны прямые и выпуклые обвально-осыпные высотой от 1–3 до 10–50 м, реже до 100–200 м, с выходами дочетвертичных пород и гравитационными осыпями из местных пород.

Баланс рыхлого материала на поверхностях преимущественно отрицательный, поэтому возраст их образования условно принимается как голоценовый.

Наиболее интенсивные этапы донной и боковой эрозии предшествовали накоплению отложений надпойменных террас, при этом часть возникших склонов в последующем выхолаживалась, а сохранялись только склоны, подвергавшиеся эрозии в голоценовое время, о чем свидетельствуют примыкающие к ним первая надпойменная терраса, пойма или их отсутствие.

### **Денудационно-аккумулятивный тип рельефа**

*Озерно-аллювиальная волнистоувалистая равнина (9)* расположена в северо-западной части территории листа вдоль протоков Мал. Самандон, Чубуку, Сагагай, Чондонской губы. Представлена останцами позднеплейстоценовой аккумулятивной равнины с относительными высотами до 25 м.

В результате интенсивных процессов эрозии, термокарста и абразии поверхность древней равнины расчленена на крупные останцы, на выровненной поверхности которых развиты озера различного размера: от небольших озерков до крупных, в несколько десятков квадратных километров. Здесь широко развиты булгуньяхи. В пределах равнины на молодых песчано-суглинистых образованиях преобладает морозное растрескивание, в то время как для межозерных водоразделов характерно заболачивание.

Речные долины представляют собой узкие, глубокие протоки, соединяющие между собой бесчисленные спущенные озерные котловины. На перешейках между озерными котловинами существуют только глубоко врезаемые прямолинейные русла, а в пределах котловин, днища которых служат пойменными террасами, русла меандрируют.

Возраст рельефа устанавливается по возрасту слагающих аккумулятивных образований, как позднеплейстоцен-голоценовый.

*Озерно-аллювиальная волнистоувалистая равнина на гелазий-раннео-плейстоценовых отложениях (10)* развита в Томмотской и Абыйской впадинах на абс. отм. от 200 до 400 м. Границы с горами резкие тектонические, в виде вытянутых уступов высотой до 100 м и более. Морфологически это пологохолмистые или холмисто-увалистые заболоченные поверхности с низкими плоскими водоразделами, пологими и предельно пологими (5–10°) делювиально-солифлюкционными склонами.

Речные долины широкие, с корытообразным или чашеобразным поперечным профилем и весьма пологим продольным. Днища плоские, заняты поймой и террасами двух уровней.

Возраст равнины определяется условно, связан с этапом плейстоценовой активизации, во время которой краевые области межгорных впадин были вовлечены в поднятие, что характеризуется отсутствием покрова эдомных образований. С раннего неоплейстоцена по настоящее время подвергаются комплексной денудации, вследствие чего не перекрыты мощным чехлом более молодых отложений.

*Пологохолмистая слаборасчлененная равнина на полигенетических образованиях неоплейстоцена (11)* располагается на площади Яно-Индибирской, Абыской низменностей, в Момо-Селенняхской линии впадин и заходит по долинам рек в пределы предгорий.

Пологохолмистая равнина занимает абс. выс. от 20 до 100 м. Сложена льдистыми тонкодисперсными образованиями эдомной свиты. Она характеризуется плоскими или увалоподобными водоразделами, пологими и предельно пологими (3–5°) склонами, расчлененными сетью водотоков разного порядка, значительной заозеренностью, широким развитием термокарстовых процессов.

Реки на равнине имеют широкие плоские днища с малыми уклонами, зрелыми меандрами, часто разбиты на несколько постоянно мигрирующих рукавов. В долинах присутствуют поймы и первая надпойменная терраса.

Возраст рельефа устанавливается по возрасту слагающих аккумулятивных образований как плейстоцен-голоценовый.

*Террасы и террасовалы на криогенных полигенетических образованиях неоплейстоцена (12)* занимают склоны речных долин с превышениями над урезом воды от 20 до 120 м. Представляют собой сложную полигенетическую поверхность, полого наклоненную в сторону русел водотоков и примыкающую к надпойменным террасам. Сложены тонкодисперсными образованиями эдомных фаций, что обуславливает развитие термокарстовых, солифлюкционных и оползневых процессов. Расчленяются водотоками, которые в зависимости от стадии своего развития могут иметь как широкие, U-образные долины и меандрирующие русла, так и глубоко врезуемые молодые водотоки.

Возраст рельефа устанавливается по возрасту слагающих аккумулятивных образований как позднелепесток-голоценовый.

### **Аккумулятивный тип рельефа**

*Аллювиально-морская надводная дельтовая равнина (13)* располагается к востоку от дельты Яны (расположенной по большей части на сопредельной

территории к западу), Чондона и Сыалаха. Здесь пролегают речные русла, которые начинают интенсивно меандрировать, распадаются на рукава и протоки и прорезают озерно-аллювиальную волнисто-увалистую равнину.

Большую часть равнины занимает сильно заболоченная, осложненная многочисленными старицами терраса, которая располагается на уровне 8–12 м, что сопоставляется с уровнем первых надпойменных террас. Севернее по мере приближения к акватории она оканчивается маршевой террасой высотой 2–5 м, поверхность которой плоская, иногда грядово-бугристая, с береговыми валами, протягивающимися параллельно берегу, и покрытая массой намывного торфа и водорослей, с многочисленными маленькими солеными озерами и лагунами.

По отношению к другим формам рельефа, развитыми по соседству, эта равнина является наиболее молодой, развивающейся в настоящее время. Возраст принимается как голоценовый.

*Ледниковая равнина с цепями конечно-моренных гряд (14)* имеет крайне ограниченное распространение и прослеживается на юго-западе листа вдоль северного, западного и восточного предгорий хр. Тас-Хаяхта (Хадаранья), а также на Томмотском массиве.

В предгорьях хр. Тас-Хаяхта (Хадаранья) абс. отм. ледниковой равнины составляют 400–1000 м. Поверхность равнины слабосхолмленная, местами выровненная и пологонаклонная (до 5°). На них часто развиты термокарстовые и просадочные мелкие озера, а на пологих склонах – солифлюкционные оплывины.

В пределах Томмотского массива ледниковая равнина расположена на абс. отм. от 600 до 900 м. На основных моренах рельеф слабохолмистый, на отдельных участках – ровный с плавным, незначительным уклоном в сторону долин рек. Представлен в виде мореноподобных языков, отдельных гряд (озов) высотой до 6–18 м в зонах краевых ледниковых образований, холмов (камов), террасовых уровней и нагромождений эрратических валунов на водоразделах, склонах и в днищах современных речных долин.

*Зандровые поля (15)* примыкают непосредственно к валам конечных и боковых морен на высотах 500–700 м. На этих поверхностях обычно наблюдаются неглубоко врезанные ложбины стока, радиально расходящиеся от морен.

Возраст определяется по гляциофлювиальным отложениям как позднеплейстоценовый.

*Озерно-болотная (аласная) равнина (16)* распространена на площади Яно-Индигирской, Абыской низменностей, в Селенняхской и Уяндинской впадинах на льдистых тонкодисперсных образованиях едомной свиты.

Поверхность равнин изобилует озерами и осушенными озерными котловинами, в основном термокарстового происхождения. Верхние уровни хорошо дренированы, поверхность их плоская, мелкокочкарная. Нижние уровни плоские, развиты полигонами и сильно заболоченные. Берега остаточных озер низкие, битые, илстые. Четко выраженные водоразделы отсутствуют. Широко развиты булгунняхи.

Гидросеть редкая. Преобладают слабовыраженные чашеобразные водотоки с руслами четковидной формы или канавообразными врезами.

Возраст аласной равнины – голоценовый.

*Пологонаклонные поверхности морских террас (17)* представлены узкой полосой на восточном берегу Селляхской губы.

Первая морская терраса развита достаточно широко, высота ее – 2–3 м; она характеризуется обилием плавника и развитием полигональных грунтов.

Вторая морская терраса на территории листа развита локально, в районе мыса Туруктах. Поверхность террасы плоская, слегка наклоненная в сторону акватории, отделена от аласной равнины четким уступом. Располагается на высоте 3–10 м.

Возраст морских террас – голоценовый.

*Поверхности осушек и кос (18)* развиты в области Янского залива и Селляхской губы. Сложены алевритом и песком. В среднем поверхности располагаются на высоте, не превышающей 0,7–0,8 м, в связи с чем регулярно заливаются во время приливов. Поверхности осушек плоские, иногда грядовобугристые, часто покрыты налетом водорослей. Щебнисто-галечные косы сложены преимущественно грубообломочным материалом, выносимым с останцовых возвышенностей, и достигают высоты 4 м.

Возраст с учетом недолговечности данных форм рельефа принимается как голоценовый.

## ШЕЛЬФ

### Денудационно-аккумулятивный тип рельефа

*Современные абразионно-аккумулятивные склоны (19)* развиты по периферии современной береговой линии: от уреза воды до глубины 10 м. Поверхность склонов гораздо более выровненная по сравнению с низменной сушей. Основное влияние оказывает волновая деятельность в периоды, когда море освобождается от льда.

Их формирование связано с поздненеоплейстоценовой трансгрессией моря Лаптевых. Таким образом, их возраст условно принимается как голоценовый.

*Абразионно-аккумулятивные склоны (20)* занимают крайнюю северо-западную часть территории листа. Они продолжают современные склоны; полого погружаются в северо-западном направлении и отделяются от современных склонов подводным уступом высотой 2–3 м.

Эти склоны начали формироваться в конце неоплейстоцена и продолжают развитие в настоящее время.

### Аккумулятивный тип рельефа

*Аллювиально-морская равнина приустьевой области (21)* представляет собой подводную часть слившихся аванделть рек Яна и Чондон, выдвинутых в сторону о. Макар. Равнина представляет собой очень пологую поверхность протяженностью в несколько километров. Глубина очень постепенно увеличивается до 1–2 м, а затем резко погружается до 8–10 м. На поверхности аванделть наблюдаются отрицательные формы рельефа в виде желобов стока речных вод, являющихся продолжением основного русла и крупных про-

ток в надводной части, глубина которых достигает 3–6 м. В зоне подводной отмели формируются аккумулятивные формы типа баров.

В районе устья р. Сылах и других малых рек с количеством твердого стока, недостаточным для формирования авандельты, равнина распространена незначительно в районе устья.

Аллювиально-морская равнина связана с начальными фазами позднеплейстоценовой трансгрессии. Таким образом, ее возраст принимается как позднеоплейстоцен-голоценовый.

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В основу главы и карты полезных ископаемых положена карта полезных ископаемых листов R-53,54,(55) Госгеолкарты-1000 (новая серия), Прогнозно-минерагеническая карта Российской Федерации и ее континентального шельфа. Актуализация проведена с учетом новых данных из фондовых и литературных материалов, Государственного баланса запасов полезных ископаемых и Республиканского баланса перспективных объектов полезных ископаемых по состоянию на 15.03.2021 г., а также материалов изданных листов Госгеолкарты-200 второго поколения и других опубликованных и фондовых материалов.

В пределах территории листа выявлены и вынесены на карту 426 коренных объектов полезных ископаемых, 112 россыпных, а также шлиховые, литохимические ореолы и потоки рассеяния общим числом 191. Промышленно значимыми полезными ископаемыми являются золото, олово и вольфрам. Известны также крупные и перспективные свинцово-цинковые (преимущественно с серебром), ртутные, редкоземельные, бериллиевые и другие объекты.

## ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Уголь бурый.** Известно четыре малых (Уяндинское, Эликчанское, Южное и Правоомчикандинское) месторождения бурого угля, а также восемь проявлений, образующих два углепромышленных района – Уяндинский и Индигиро-Селенняхский – с залежами бурых углей палеоген-неогенового возраста.

Бурые угли Уяндинского углепромышленного района – Эликчанское, Уяндинское и Южное малые месторождения, а также проявления Инач, Северное и Эльгекас приурочены к озерно-аллювиальным отложениям эликчанской и уяндинской свит, выполняющим Уяндинскую впадину.

*Месторождение Эликчанское (V-3-19)* расположено на междуречье Эликчан–Хебгырчан–Окатын в пределах северо-западной части Уяндинского бурого угольного района. На площади месторождения развиты неогеновые рыхлые отложения мощностью до 120 м. По составу пород разрез делится на две части: нижняя (верхняя подсвита эликчанской свиты), преимущественно глинисто-песчаная, содержащая пласты бурого угля, относится к раннему–среднему миоцену и является угленосной толщей; верхняя – уяндинская

свита, более грубая, с преобладанием гравийно-песчанистых и гравийно-галечных отложений отнесена к позднему миоцену – раннему плиоцену. На площади 45 км<sup>2</sup> скважинами на глубине 25,3–58,3 м вскрыто шесть угольных пластов (по углю пробурено 205 пог. м), пять из которых имеют промышленную мощность [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Угленосная толща имеет мощность от 10–12 м в краевых частях до 50–55 м в центральной части. Толща представлена переслаиванием пластов бурых углей мощностью от 0,8–1,5 до 19,1 м с разделяющими их пластами песков и суглинков мощностью от 2,0 до 12,0 м. В краевых частях количество пластов угля колеблется от 2 до 4 при мощности 0,8–4,5 м, в центральной части – от 4 до 6 при мощности 1,3–19,1 м. Бурые угли представлены уплотненными углефицированными мелкими древесными и растительными остатками с отдельными включениями обугленных веток и стволов.

На основной площади бассейна вскрыша составляет в среднем 18,2 м, в краевых частях – 5–10 м. Толща вскрыши представлена пластами льдистых суглинков, песков и песчано-галечных отложений, которые находятся в мерзлом состоянии. На детальном участке Южный, где пробурены скважины по сети 200 × 200 м (по углю 380,2 пог. м), выделенном для открытой отработки, мощность пластов увеличивается до 23,0 м. Основные запасы угля (96,8 %) сосредоточены в наиболее выдержанных и мощных втором и шестом пластах. Средний коэффициент вскрыши на участке Южный – 1,4 м<sup>3</sup>/т.

Угли относятся к технологической группе Б-1, то есть низкокачественному энергетическому топливу. Зольность углей – 8,54–40,4 (средняя 24,5). Зола углей не содержит промышленных скоплений редкоземельных элементов. Показатели летучих веществ в пересчете на сухую беззольную массу изменяются от 54 до 65 %. Угли малосернистые, показатели серы в среднем 0,21 %. Максимальная влагоемкость изменяется от 25 до 68 %, в среднем содержание влаги на рабочее топливо – 30 %. Низшая удельная теплота сгорания рабочего топлива – в среднем 1668 ккал/кг, теплота сгорания с учетом рабочей влаги и зольности 2471 ккал, высшая теплота сгорания влажного беззольного топлива – 5546 ккал/кг, высшая удельная теплота сгорания рабочего топлива в среднем – 2074 ккал/кг.

Подсчитанные запасы угля на участке Южный на площади 0,5 км<sup>2</sup> категорий С<sub>1</sub> – 12,987 млн т, С<sub>2</sub> – 15,683 млн т (на 1.01.1993 г.). Прогнозные ресурсы углей для открытой отработки оцениваются по категории Р<sub>1</sub> в 909,5 млн т при средней суммарной мощности пластов 16,3 м, общие прогнозные ресурсы в пределах Эликчанской структуры категории Р<sub>3</sub> – 1800 млн т [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Месторождение малое Уяндинское (V-3-67)* расположено в междуречье Сакиндя – Тарынг-Юрях в пределах Уяндинской угленосной структуры. В верхней подсвите эликчанской свиты на площади 6 км<sup>2</sup> выявлены три продуктивные толщи, по двум из которых (первой и верхней) проведен подсчет запасов. Основная промышленная угленосность приурочена к первой продуктивной толще, где установлено 11 угольных пластов и пропластков на глубинах от 1–2 до 100–150 м (по 52 скважинам), семь из которых кондиционные. Мощность пластов – 1,8–2,5 м, местами до 5,0–6,7 м, мощность вскрыши 15–150 м [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].



Угли также относятся к технологической группе Б-1. Влажность рабочего топлива – 18,81–37,9 (29,98)%, зольность углей – 7,6–48,48 (средняя 23,77). Зола углей не содержит промышленных скоплений редкоземельных элементов. Показатели летучих веществ в пересчете на сухую беззольную массу изменяются от 56,34 до 64,19%. Угли малосернистые, показатели серы в среднем 0,2–0,7%. Теплотворная способность воздушно-сухого угля – 4855 ккал, в горючей части – 5949 ккал.

Отчетным балансом запасов угля Республики Саха (Якутия) учтены запасы по Уяндинскому месторождению (млн т): категорий: А – 0,821, В – 0,858, С<sub>1</sub> – 5,338, А+В+С<sub>1</sub> – 7,017, С<sub>2</sub> – 2,940, ЗБЗ – 23,484; прогнозные ресурсы (млн т) по категориям: Р<sub>1</sub> – 62,0; Р<sub>2</sub> – 16,0; Р<sub>3</sub> – 43,0. Месторождение пригодно для открытой разработки и, несмотря на относительно небольшие запасы, представляет промышленный интерес [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Проявление Южное (V-3-73)* по качеству сырья аналогично Уяндинскому. Площадь продуктивного пласта составляет 8 км<sup>2</sup>, а его мощность колеблется в пределах 0,8–2,7 м.

*Углепроявление Северное (V-3-44)* расположено в устье р. Балгикакчан, на левом борту р. Инач. Угленосная пачка (12 пластов) вскрыта одной скважиной на глубине 47,6 м. Мощность пластов – 0,1–4,7 м. Угли аналогичны углям Эликчанского и Уяндинского месторождений. Углепроявление Эльгекас (V-3-56) представлено пластами угля в коренных обнажениях и детально не изучено [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

На юго-востоке территории листа, на западных склонах Мятиськой впадины, выявлены два проявления: *Согласное (VI-4-41)* и *Поперечное (VI-4-42)* (табл. 8). Угли никандьинской свиты бурые и темно-бурые полосчатого строения. На матовом землистом фоне выделяются полоски и линзы полублестящего плотного угля и фюзена. Отдельность угля плитчатая, листоватая. Спектральным анализом в углях обнаружены следы германия. Угли пригодны в качестве топлива [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 1963; ГК R-54- XXXIII, XXXIV, 2020; Красновский, Вишневецкий, 1959ф].

Таблица 8

**Основные параметры согласного и поперечного проявлений**

Название проявления и его номер	Глубина залегания	Количество пластов	Мощность пластов	Протяженность пластов
Согласное (VI-4-41)	Близповерхностное	1	2,7 м	–
Поперечное (VI-4-42)	Близповерхностное	1	1,35–1,5 м	2375 м

По геофизическим данным [Кондратьев С. А., 1955ф], выдержанный по мощности пласт бурого угля прослеживается от р. Буор-Юрях до бассейна р. Быса на 8 км, что значительно повышает перспективы района.

На востоке территории листа есть проявление (III-6-3) лигнитов. Объект расположен в междуречье Хромы и Бёрёлёха, где скважиной на глубине около 70 м подсечен пласт лигнитов мощностью 6,41 м, приуроченных к озерно-аллювиальным отложениям тастахской свиты, выполняющим Тастахскую

впадину. Лигниты характеризуются слабым метаморфизмом, малой зольностью, низким содержанием углей и малой теплотворной способностью. Перспективы освоения проявления незначительны [Башлавин и др., 1983ф].

**Торф.** В пределах территории листа известно одно малое месторождение Оттур-Кюэль (IV-3-41). Площадь торфяника – около 1 км<sup>2</sup>. Торф обнажается на вьске, соединяющей два озера, и вскрыт шурфами. Залежь чашеобразной формы имеет наибольшую мощность (2,5–3,0 м) в средней части участка, а к краям постепенно выклинивается. Торф темно-коричневого цвета, не содержит заметных минеральных включений. Технические данные торфа: зольность – 12,4–33,6% (средняя около 20%), содержание летучих – 52,5–73%, гигроскопическая влажность – 2–3,9%, теплотворная способность не определялась. Средняя мощность торфяника – около 1 м, вскрыша отсутствует (0,2–0,3 м). Запасы торфа составляют 1 млн м<sup>3</sup>. Условия эксплуатации хорошие за исключением вечной мерзлоты, которая мешает дренажу месторождения. Месторождение находится в 3 км от пос. Уянди, через участок проходит автозимник. Месторождение Оттур-Кюэль нуждается в доразведке с изучением технологических свойств торфа [Толстов, 1954ф]. Многие реки правобережья р. Ундина являются реками-озерами, в которых идет торфообразование, рядом со многими озерами присутствует торфяник.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Железо.** Большинство железорудных объектов локализируются в пределах Селеннях-Улахантасской минерагенической зоны. На территории листа два проявления и два пункта минерализации собственно железа, два проявления и один пункт минерализации железа с бором, одно проявление железа с золотом.

Большинство объектов принадлежит к гидротермально-метасоматическому генезису и отнесены к железорудной скарновой (проявления Южно-Сыттахское и Пирамидное), бор-железорудной скарновой (пункты минерализации V-6-4,7) и железо-марганец-барит-свинцово-цинковой терригенно-кремнисто-карбонатной (проявление Нальчанское) формациям. Один пункт минерализации магматического типа с неустановленной формационной принадлежностью.

*Проявление Южно-Сыттахское (IV-6-53)* железа расположено на левобережье р. Сыттах и приурочено к блоку дробленых и скарнированных карбонатных пород нижнего девона в контакте с Сыттахским массивом гранодиоритов арга-эмнекенского комплекса. Выявлены три залежи (10 × 20 м) в полосе длиной 200 м сульфидизированных магнетитовых скарнов. Содержание магнетита в рудах колеблется от 20–30 до 60–80% (массивные руды).

*Проявление Пирамидное (V-4-49)* приурочено к зоне скарнированных пород на контакте штока позднеюрских габброидов умбинского комплекса с карбонатными породами калычанской свиты в бассейне р. Калгын и пред-

ставлено линзовидными залежами пироксен-магнетитовых скарнов мощностью от 0,2 до 1,0 м и протяженностью 20 м. В скарнах – гнезда магнетита до 20 см в поперечнике. Содержание магнетита в породе 30–35 %, вплоть до массивных руд [Дорофеев и др., 1969ф].

На юго-востоке площади известно еще два комплексных пункта минерализации железа с бором (V-6-4,7), приуроченных к экзоконтакту гранитоидов Махастырского массива арга-эмнекенского комплекса и локализованных в магнетит-людвигитовых скарнах. В северном экзоконтакте Махастырского массива в скарнах магнетитовые и магнетит-людвигитовые руды слагают линзообразные тела мощностью 1,5–2 м и протяженностью более 5 м. Текстура руд вкрапленная, прожилковая, прожилково-вкрапленная массивная. Магнетитовому оруденению сопутствуют касситерит, шеелит, флюорит, ортит, пирротин, сфалерит, арсенопирит, леллингит, марказит, серицит, галенит, молибденит и др. Содержание магнетита в руде составляет от 25 до 60–70 %, содержание железа – 32–48 %. Из попутных элементов присутствуют бор ( $B_2O_3$  до 14–17 %), цинк (0,1–1 %), олово (0,05–0,2 %), медь и свинец (до 0,01 %).

Промышленного значения железо в регионе не имеет (только в качестве попутного компонента).

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Медь.** Установлено четыре проявления и 11 пунктов минерализации собственно меди и с медью в качестве ведущего компонента. Оруденение гидротермально-метасоматического генезиса, часто комплексное: с оловом, вольфрамом, свинцом, цинком, золотом, серебром.

Медные проявления меднопорфировой формации генетически связаны с меловыми гранитоидами. Наиболее крупным представителем данной формации (и всего медного оруденения региона) является медно-оловянное рудное поле Берендей, включающее целый ряд комплексных проявлений и пунктов минерализации меди, олова, золота, серебра, висмута, вольфрама и железа. Все они генетически связаны друг с другом, локализованы весьма кучно и, в силу масштабных ограничений, графически объединены в два объекта – *проявление меди, золота и серебра Северный Берендей (V-5-9)* и *проявление олова, свинца и цинка Южный Берендей (V-5-11)*, находящиеся между Махастырским и Холодным гранитоидными массивами в поле верхнетриасовых терригенных толщ, прорванных штоками и дайками раннемеловых гранодиоритов, порфировидных гранитов, гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров. Рудные тела представлены двумя морфологическими типами – минерализованными зонами дробления и штокверками, развитыми на площади около 2 км<sup>2</sup>, вытянутой в северо-восточном направлении.

Минерализованные зоны дробления представляют собой брекчии турмалинизированных ороговикованных песчаников с турмалин-сульфидно-кварцевым цементом, с широким развитием гипергенных минералов (гидроокислы железа, малахит, азурит, скородит). На проявлении выявлено 35 минерализованных зон дробления мощностью от 0,6 до 15,3 м и протяженностью от 400 до 700 м. Зоны крутопадающие (60–90°), ориентировка их преимуще-

ственно в северо-восточном направлении, реже в северо-западном. Основные рудные минералы – халькозин, халькопирит, куприт, арсенопирит, касситерит, галенит, сфалерит. Содержания меди в рудах – от 0,1 до 7,35 %, попутные компоненты – серебро – 100 г/т, висмут до 0,5 %, олово до 0,03 %, мышьяк и вольфрам – до 1 %. Часть минерализованных зон дробления входит в состав штокверковых зон.

Штокверковое оруденение (предположительно медно-порфирового типа) выделено условно и требует дальнейшего изучения. Границы штокверковых зон четко не определяются, устанавливаются по данным опробования. Морфологически штокверковые зоны представляют собой участки кварцево-турмалиновой и кварцево-сульфидной прожилковой минерализации в окварцованных, тумалинизированных и сульфидизированных породах. Штокверковые зоны, оконтуренные по содержанию условной (Cu + Au) меди 0,3 % образуют вытянутые в северо-восточном направлении тела шириной от 10 до 150 м и протяженностью 300–400 м. При бортовом содержании условной меди 0,2 % эти зоны объединяются в единое тело изометричной формы с неправильными очертаниями площадью около 183 тыс м<sup>2</sup>. Рудные минералы представлены халькопиритом, борнитом, пиритом и арсенопиритом; в зоне окисления развиты малахит, азурит, куприт, лимонит, скородит, иногда встречается самородная медь. Содержания меди в рудах от 0,01 до 2,68 %, золота до 5 г/т, серебра до 143 г/т, висмута до 0,42 %, олова до 0,1 %, мышьяка до 10 %. Средние содержания полезных компонентов составляют: медь – 0,23 %, золото – 0,37 г/т, серебро – 4,5 г/т, висмут – 0,02 %.

Прогнозные ресурсы участка (включая проявление Южный Берендей) оценивались неоднократно. В 1969 г. Г. М. Назаровым по семи минерализованным зонам дробления оценены ресурсы категорий P<sub>1</sub> и P<sub>2</sub> в сумме: медь – 364 676 т при среднем содержании 4,06 %, серебро – 896 т при среднем содержании 100 г/т. В 1998 г. В. В. Бояршиновым проведена оценка прогнозных ресурсов меди и сопутствующих компонентов оруденения штокверкового типа. В авторском варианте [Бояршинов, 1998ф] ресурсы медно-порфирового типа составили по категориям: P<sub>1</sub> медь – 171 тыс. т (содержание 0,23 %), золото – 27,5 т (содержание 0,37 г/т), серебро – 335 т (содержание 4,5 г/т), висмут – 14,9 тыс. т (содержание 0,02 %); P<sub>2</sub>: медь – 702 тыс. т, золото – 32,2 т, серебро – 5908 т, висмут – 10,4 тыс. т. По заключению ЦНИГРИ (протокол № 2 от 20.12.2011 г.), ресурсы составили по категориям P<sub>1</sub>: медь – 59 тыс. т, олово – 0,336 тыс. т; P<sub>2</sub>: олово – 17,53 тыс. т.

*Рудопроявление Булатное (IV-6-2)* локализовано в верховьях руч. Булат (правого притока р. Куранах) и представлено зоной дробления окварцованных габбро-порфиров с обильной вкрапленностью халькопирита, пирита, пирротина и висмутина. В зоне окисления развиты малахит, азурит и лимонит. Видимая мощность зоны составляет 6 м. Простирание зоны не установлено. Установлены медь (2,13 %), свинец (0,1 %), висмут (0,08 %) и серебро (50 г/т).

*Проявление меди, серебра, золота Аломек (V-3-27)* расположено в верховьях правого притока р. Сетандя [Князев, 1999ф] и приурочено к зоне дробления в среднеюрских песчаниках и алевролитах протяженностью 150 м при ширине 10–50 м. Рудная минерализация наиболее интенсивно проявлена

в центральной брекчированной части зоны и представлена гнездообразной вкрапленностью халькопирита и пирита. Содержание меди – от 0,6 до 3,9 %, серебра – от 220 до 510 г/т, золота – 0,1–0,3 г/т.

Оба проявления (Булатное и Аломек) предварительно отнесены к медно-порфоровой формации.

Пункты медной минерализации (V-3-33,34,42; V-4-8) на сегодня промышленного интереса не представляют из-за их незначительных масштабов (кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки с мощностями от 0,01 до 1,0 м при протяженности до первых десятков метров, зоны дробления и окварцевания шириной 10–40 м, протяженностью до 60 м) и низких (0,1–0,3 %) содержаний, хотя в отдельных точках содержания меди достигают 1 % и более. Кроме меди, присутствуют цинк до 1 %, серебро – 10–15 г/т, золото – 0,1–0,3 г/т, сурьма – 0,001–0,01 %.

Пункты медной минерализации (V-5-3,24; V-6-27) представлены мало-мощными кварцевыми жилами с убогой вкрапленностью халькопирита; содержания меди – 0,1–0,5 %, из попутных компонентов присутствует висмут – до 0,01 %.

Медная минерализация может представлять практический интерес при разработке комплексных медно-оловянных и медно-вольфрамовых объектов.

**Свинец. Цинк. Свинец, цинк. Свинец, цинк, серебро.** В пределах территории листа собственно свинцовое или цинковое оруденение характеризуется значительно менее широким распространением, нежели комплексное. Известно два проявления – Дальнее (IV-1-6), Лесное-Зеленое (IV-1-5), девять пунктов минерализации со свинцовой специализацией, восемь пунктов минерализации цинка и 44 объекта (одно месторождение, 17 проявлений и 26 пунктов минерализации) свинца с цинком, серебром и медью в различных соотношениях. Свинцово-цинковые объекты подавляющим большинством относятся к серебро-полиметаллической формации. Наибольший практический интерес представляют объекты со свинцом, цинком и серебром.

Оруденение *серебро-полиметаллической формации* контролируется зонами крупных разломов и приурочено к зонам дробления и смятия, карбонатно-кварцевым, кварц-турмалин-хлоритовым жилам, выявленным в экзо-, редко эндоконтактах большинства гранитоидных массивов региона и в терригенных породах преимущественно юрского возраста. Ширина зон дробления варьирует от 0,4–0,8 до 4–100 м, длина – от 10–150 до 100–1500 м; мощность жил – 0,1–2,8 м, длина – 10–600 м, их простирание совпадает с таковым для складчатых структур. Типичными рудными минералами формации являются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит, реже пирротин, касситерит, марматит, сульфосоли свинца, пираргирит, в зонах окисления – лимонит, церуссит, смитсонит, англезит, малахит, азурит. Жильные минералы – кварц, карбонат (манганосидерит, сидерит, кальцит), хлорит, турмалин. Текстура руд прожилково-вкрапленная, брекчиевая, реже полосчатая, массивная. Содержание свинца – от 1 до 12,5 %, цинка – до 0,5 %, сурьмы – до 0,2 %, висмута – до 0,1 %, индия – до 0,001 %, серебра – до 14 тыс. г/т.

Достаточно детально изучено цинково-свинцовое *месторождение Быллатское* (V-2-10) в южной части Депутатского оловорудного узла. Месторожде-

ние расположено в поле развития существенно алевролитовых терригенных образований юрского возраста южнее субширотного разлома и представлено серией карбонат-сульфидных и кварц-сульфидных жил, из которых семь разведано канавами, штольной с рассечками и двумя шахтами. Длина жил – 140–620 м, мощность – 0,1–1,3 м. Вскрыты жилы до глубины 52 м. На нижних горизонтах наблюдается разлинзование и выклинивание жил по падению и простиранию. Для наиболее протяженных жил характерна резкая смена состава руд по падению на небольшом интервале с существенно галенитового в верхних частях на существенно сфалеритовый в нижних. С галенитом и сфалеритом ассоциируют блеклая руда, диафорит, бурнонит и пираргирит. Среднее содержание свинца – 6–11 % (максимальное – 44,7 %), максимальное содержание цинка – 5 %. В галените содержится до 3630 г/т серебра, в сфалерите – до 500 г/т. В рудах месторождения спорадически отмечаются касситерит, станнин и франкеит (содержание олова – до 1 %), подчеркивающие связь свинцово-цинковой минерализации с оловорудными проявлениями. На месторождении подсчитаны запасы свинца по категориям  $C_1 + C_2$  – 7020,6 т. Запасы серебра и цинка не подсчитывались. Месторождение имеет хорошие перспективы выявления рудных тел на флангах [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978; Индолев, Невоиса, 1974]. Аналогичным строением характеризуются свинцово-цинковые объекты, расположенные в северной и северо-восточной частях Депутатского рудного узла: рудопроявления Эвенское (V-2-2) и Юбилейное (V-3-2).

К свинцовым объектам относится *проявление Дальнее* (IV-1-6), расположенное у западной кромки листа, в зоне экзоконтакта штока (не показан на карте) гранодиоритов. Для данного рудного поля, сложенного контакто-метаморфизованными породами юрского возраста, характерно развитие зон смятия и дробления. Разведаны четыре жилы северо-западного простирания протяженностью 20–140 м. Мощность жил – от 1–3 см до 1,1 м. Галенит в жилах образует гнезда, густую вкрапленность. Жильные минералы представлены кварцем, манганосидеритом, кальцитом; рудные – галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами; вторичные – лимонитом, церусситом, англезитом, азуритом, малахитом и др. Содержание свинца – от 24,3 до 83 %, цинка – до 1,2 %. В рудах месторождения также установлены медь (до 5 %), сурьма (более 1 %), серебро 2000 г/т и висмут (до 0,03 %) [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978].

*Рудопроявление Лесное-Зеленое* (IV-1-5) расположено на северо-восточном фланге месторождения Дальнее и представлено жильными телами с аналогичными месторождению составом и строением. Протяженность жил достигает 95 м, мощность крайне невыдержанная (от 3 см до 1,75 м), а локализируются они в пределах зон интенсивной сульфидизации ороговикованных пород. Содержания свинца – 11,07–65 %, цинка – 0,25–2,4 %.

Свинцово-цинковые *рудопроявления Левонемкучанское* (IV-1-2), *Восточное-1* (IV-2-7) и *Правосевичанское* (IV-1-26) представлены лимонитизированной кварцевой и кварц-карбонатной брекчий, выполняющей зоны дробления субширотного (реже близкого к меридиональному) простирания гидротермально измененных пород. Зоны прослеживаются на 50–100 м, реже до 250–1000 м; мощность варьирует от 0,7 до 1,2 м. В брекчированных породах отмечается крайне неравномерная вкрапленность галенита, сфалерита, пирита,

халькопирита, антимонита, арсенопирита. Содержания (%) достигают: свинца 1–3, цинка до 1, сурьмы более 1, олова до 0,05, кобальта и никеля в пределах 0,01–0,05.

В эндогенной части Куранахского массива эликчанского комплекса расположено *комплексное рудопроявление Горное (IV-3-13)* свинца, цинка и железа, представленное крутопадающими (80°) кварц-хлоритовыми жилами и зонами брекчирования субширотного и северо-западного простираний. Протяженность рудных тел изменяется от 100–150 до 500 м, а мощность не превышает 0,8 м. Отдельные тела вскрыты канавами. Рудные минералы представлены галенитом, халькопиритом, антимонитом, реже встречаются сфалерит и пирит. Среднее содержание свинца составляет 1 %, сурьмы 1 %, висмута 0,1–0,5 %, меди 1 %. В отдельных пробах содержания свинца достигают 8,7–59,8 %, а цинка 0,6–1,62 %.

Свинцово-цинковое *проявление Эвенское (V-2-2)* представлено зонами дробления в слабоороговикованных песчаниках. Вскрыто шесть рудных тел длиной до 300 м, мощностью 0,1–1,5 м. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом и гипсом, рудные – галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, манганосидеритом. Содержание свинца – 0,5–2 % (иногда до 10 %), цинка – 0,5–4,5 %.

Хорошо изученным объектом считается *проявление Юбилейное (V-3-2)*, расположенное в 5 км восточнее Депутатского оловорудного месторождения. Разведанное как месторождение [Дорофеев и др., 1968ф; Зиверт, 1953ф], оно в настоящее время утратило промышленное значение и переведено в ранг проявления. Оруденение локализовано в ороговикованных песчаниках, обнаруживает тесную связь с Депутатским месторождением и является одной из конечных стадий единого процесса образования касситерит-сульфидных руд. Здесь, в поле развития терригенных верхнеюрских пород, сложенных преимущественно песчаниками, прорванными дайками кислого и основного составов, выявлено три рудных тела мощностью 0,1–0,8 м, протяженностью до 400 м, представленных кварц-галенитовыми и карбонатными жилами и минерализованными зонами дробления, где галенит выполняет тонкие прожилки и линзочки. Кроме галенита присутствуют церуссит, англезит, сфалерит, ковеллин, пироморфит, псиломелан. Содержание свинца – от 4,3 до 68,0 % при среднем по рудным телам от 22,8 до 30,6 %, серебра – от 2000 до 14000 г/т. Серебро присутствует во вкрапленниках блеклой руды и в галените в виде мельчайших включений, примеси пираргирита и самородного серебра. Сопутствующие элементы представлены оловом – 0,1–0,2 %, медью – 0,2–0,4 %, сурьмой – 0,1 %, золотом – 0,2 г/т. Забалансовые запасы свинца с содержаниями 28,6 % составляют 7,6 тыс. т, прогнозные ресурсы категорий  $P_1$  – 4,3 тыс. т,  $P_2$  – 4,6 тыс. т, серебра категории  $P_2$  – 165 т [Денисов Г. В., 2006]. Прирост запасов возможен при разведке глубоких горизонтов и флангов рудных тел. Непосредственная близость к Депутатскому месторождению повышает перспективы использования свинцовых руд проявления Юбилейное [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Проявление свинца и цинка Ньёлёнское (IV-5-38)*, расположенное в истоках р. Бёрёлёх, представлено кварцево-сульфидной жилой в гидротермально измененных гранитах, прослеженной в северо-западном направлении на 150 м

при мощности 0,65 м. Как в жилах, так и в гранитах присутствует вкрапленность галенита, сфалерита, арсенопирита, халькопирита. Содержание (%): свинца 21,42, цинка – 0,1, олова – 0,3, сурьмы – 0,01 [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Проявление свинца, цинка и серебра Позднее (IV-5-21)* расположено на правом берегу руч. Озерный. В гранодиоритах Куранахского массива на площади 0,35 км<sup>2</sup> выявлено восемь рудных тел, представленных кварцево-турмалиновыми жилами с рассеянной вкрапленностью и гнездообразными скоплениями галенита, сфалерита, пирита, халькопирита и арсенопирита. Рудные минералы распространены по всей жильной массе, реже сконцентрированы в призальбандовых частях жил в виде прожилков. Отдельные рудные тела представлены сближенными на 0,3–1,5 м жилами и сериями оруденелых прожилков. Мощность рудных тел, вскрытых канавами, составляет 0,3–1,2 м, реже до 2,8 м. Простираение – от субширотного до субмеридионального. Протяженность тел – 60 м, по электроразведке – до 100–300 м. Бороздовое опробование. Содержание: свинца 0,1–1,5 до 17,3%; цинка – 0,2–1,5% до 3,9%; серебра – 100–150 г/т, меди и сурьмы – до 0,1–0,2%; кобальта – до 0,068%; пятиокси ванадия – до 0,3% [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Свинцево-цинк-серебряное *проявление Берелехское (IV-5-34)* располагается в экзоконтакте Омчикандинского массива в зоне мощностью 30 м брекчированных сульфидизированных роговиков с вкрапленностью и густой сетью прожилков с галенитом, сфалеритом, пиритом, самородным серебром. Нередки рудные брекчии с сульфидным цементом, составляющим 30–35% объема пород. Зона опробована в коренном залегании штучным методом. Содержание: свинца – 1,52–1,9%; цинка – 5,72–7,18%; серебра – 56,3 г/т, кадмия – 0,1%; меди – 0,05% [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

В 5 км к юго-западу в пределах самого массива выявлено *проявление Моксоголохское (IV-5-41)*, представленное зонами дробления, окварцевания и сульфидизации мощностью 5–15 м и протяженностью 25–250 м с вкрапленностью и гнездообразными скоплениями галенита, сфалерита, халькопирита, пирита и станина. Простираение зон – от северо-западного до субмеридионального. Содержание (по штучным пробам): свинца – 0,1–1%; цинка – 0,5–1%; серебра – до 1000 г/т, сурьмы – 0,05–0,1%; олова – 0,02%; меди – до 0,1% [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Проявления свинца, цинка и серебра Палаткалах (IV-6-8), Фена-1 (IV-6-10) и Фена-2 (IV-6-9)* приурочены к не вскрытому гранитоидному массиву с субширотной зоной дробления верхнеюрских осадочных пород, насыщенной разновозрастными дайками и малыми телами риолитов, гранодиорит-порфиров, кварцевых монзонитов. Рудные тела представлены субмеридиональными минерализованными зонами трещиноватости, дробления, брекчирования мощностью от 1–10 до 15–20 м, протяженностью от 120 до 230–700 м с прожилково-вкрапленной кварцево-карбонатно-сульфидной минерализацией, как в окварцованных и сульфидизированных песчаниках, так и в дайках риолитов и кварцевых монзонитов. Рудные минералы – галенит, пирит, сфалерит, халькопирит – образуют вкрапленность и прожилки. Вторичные минералы – лимонит, азурит, малахит, церуссит, смитсонит – развиты в зоне окисления. Содержание свинца (по штучным пробам) колеблется от 1,52



до 6,11 %; цинка – от 1,9 до 5,9%; серебра – от 10–30 до 100 г/т. Присутствуют медь – до 1 %, висмут – до 0,021 %, олово – до 0,06 %; кадмий – 0,01–0,1 % [Бояршинов, 1969ф; ГК R-54-XXIII,XXIV, в издании].

*Проявление Брекчиевое (IV-6-50)* связано с минерализованной зоной дробления с лимонитом и сидеритом среди туфов кислого состава с вкрапленностью галенита, сфалерита, реже халькопирита, ковеллина, пирита. Зона прослежена в северо-восточном направлении на 150 м при мощности 1–2 м. Содержание (по штуфным пробам): свинца и цинка – больше 1%; серебра – 50 г/т, меди – 0,3 %; сурьмы – 0,05 %; золота – 0,01 г/т [ГК R-54-XXIII,XXIV, в издании].

*Проявление Мартыненское (V-4-14)* расположено в поле ороговикованных песчаников, алевролитов и аргиллитов сахчанской толщи верхнего триаса в экзоконтакте штока позднемерловых монзонитов. На проявлении в процессе поисковых работ [Кравцов, 1974ф] канавами вскрыто три рудных тела, представленных минерализованными зонами прожилкования в окварцованных и обохренных песчаниках с вкрапленностью сульфидов, кварц-карбонатными брекчиями с гнездами сульфидов и минерализованными зонами с прожилками галенита и галенитсодержащими прожилками кварца. Рудные тела имеют мощность от 5 до 17 м и протяженность до 150–240 м. Кроме галенита рудные минералы представлены вкрапленностью сфалерита, пирита, халькопирита, арсенопирита, марказита. В аншлифах обнаружено самородное золото, прустит в виде каплевидных выделений в кварце и молибденит. Химическим анализом в рудных телах установлено содержание свинца до 3,66–42,0 % (среднее 1,34–1,74 %), цинка – 6,96–16,21 % (среднее 1,26–2,26 %), меди – 0,32–0,96 %, олова – 0,02–0,18 %, золота – 0,2–1,0 г/т, серебра – 54–390 г/т (среднее 36–59 г/т), висмута – 0,09–0,18 %, мышьяка – 1,0 %. По результатам литохимической съемки выделены контрастные аномалии свинца, цинка, меди, а также совмещенные с ними менее интенсивные аномалии серебра, молибдена, кобальта, олова, охватывающие площадь рудного поля и его фланги [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

Прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub>: свинец – 36,6 тыс. т, цинк – 6,0 тыс. т; категории P<sub>2</sub>: свинец – 186 тыс. т, цинк – 250 тыс. т, серебро – 250 т, золото – 2,4 т [Денисов Г. В., 2006; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

*Проявление Тонкичанское-2 (V-3-18)* в долине р. Тонкичан представлено зонами дробления в среднеюрских песчаниках и алевролитах, пронизанных кварц-карбонатными прожилками с пиритом и галенитом. Состав: свинец – 1,1 %, серебро – 244,7–915,1 (до 1300) г/т, золото – 0,2–2,4 г/т, олово – 0,012 %. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub>: свинец – 75 тыс. т, серебро – 1000 т, олово – 37 тыс. т [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; Соловьев Г. Г. и др., 1993ф].

*Проявление Чистое (VI-4-26)* расположено на юге территории листа, в бассейне р. Хатыннах-Сала. Здесь в тектонически деформированных мраморизованных известняках балгикакчанской свиты верхнего ордовика выявлена минерализованная зона дробления длиной 500 м при ширине 250–300 м, приуроченная к узлу пересечения разломов северо-восточной и близширотной ориентировок. Вдоль зоны развита мощная инфильтрационная кора выветривания, в копушных пробах из которой отмечаются знаки (до 80) гипергенного золота. Канавами вскрыто рудное тело, представленное минерализованной

зоной мощностью 15–20 м, протяженностью до 70 м северо-восточного простирания с крутым падением на юго-восток. В центральной части зоны среди выщелоченных кавернозных известняков находится линза массивных руд мощностью 0,15–1,4 м при протяженности 70 м существенно галенитового состава с небольшим количеством кварца, сфалерита, пирита, халькопирита, блеклой руды, малахита, церуссита, лимонита. На удалении от линзы встречены галенитовые руды прожилково-вкрапленного типа. К краям зоны оруденение затухает. Данные опробования рудных обломков из отвалов канав показали содержания: свинца – от 0,1 до 25,0 % (среднее 4,0 %), цинка – 0,5–1,0 %, золота – от 0,3 до 2 г/т, меди – 0,2–0,5 %, мышьяка – 0,2–0,4 %, индия >0,1 %, галлия – 0,1 %. Индий и галлий связаны со сфалеритом. По результатам опробования сплошного галенитового агрегата, содержание золота составило 4,5 г/т. В известняках с прожилково-вкрапленным оруденением содержание золота составляет 0,2–0,6 г/т [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Соловьев и др., 1993ф].

*Пункты минерализации цинка* (IV-5-29,44; V-3-38,49; V-4-12; VI-1-3,8; VI-2-27; VI-4-7) и цинка с кадмием (IV-5-67) представлены жильным кварцем или зонами дробления с кварцевыми прожилками. Содержания цинка невелики – от 0,1–1,0 % до 1,73 %, мышьяка – до 1 %. Иногда сопровождаются свинцом (0,02–0,1 %), медью (0,02–0,1 %), сурьмой (0,002–0,05 %) и ртутью (0,01–0,5 %). Формационная принадлежность цинковых объектов не установлена. По параметрам они не представляют практического интереса и могут служить лишь поисковым признаком месторождений гидротермально-метасоматического генезиса [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

**Никель.** Выявлено семь пунктов минерализации никеля и никеля с хромом. Один пункт минерализации никеля (VI-4-3) обнаружен в габбро-амфиболитах и серпентинитах калгынской офиолитовой ассоциации, пять (V-5-50; VI-4-15,14,22,31) связаны с кварц-карбонатными и кварц-хлоритовыми прожилками в сланцах и известняках ордовика, карбона и девона. Формационная принадлежность не определена. Предполагается магматический и гидротермально-метасоматический генезис. Промышленной ценности никелевая и хромовая минерализация на данной площади, из-за небольших параметров и низкого содержания (никель – от 0,1 до 0,5 %, хром – 0,01–0,5 %), не представляет [ГК R-54-XXIX, XXX, в издании; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Седьмой пункт минерализации локализован на севере листа (I-3-2), приурочен к зоне (4,5–150 м) грейзенизированных гранитов. Минералогическим анализом определены никелин, пирротин, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, борнит, висмут самородный, ковеллин, хлоантит. Содержания составляют (%): никеля 0,24–0,3, кобальта – до 0,03, меди – более 0,1, мышьяка – 0,3, молибдена – до 0,001. В экзоконтакте интрузива Муксуноуха-Таас в зоне дробления сульфидизированных песчаников (мощность до 3 м) определены пентландит(?), пирротин, пирит, марказит, реже – халькопирит и арсенопирит. Содержание никеля (спектральный анализ) – 0,5 %. Как сопутствующий элемент никель установлен в проявлениях свинца и цинка, ртути, сурьмы,

золото-редкометалльных проявлениях, где его содержание колеблется от сотых долей процента до 0,3 %. Промышленной ценности никелевая минерализация на данной площади не представляет [Узюнкоян, 1979ф].

**Кобальт.** В пределах территории известно одно проявление – Восходящее (IV-5-84) и пять пунктов минерализации собственно кобальта (IV-1-16; IV-4-5; V-4-28,46; VI-3-36), проявление кобальта и серебра Труба (IV-6-35), пункт минерализации кобальта и сурьмы (IV-1-29). Все объекты гидротермально-метасоматического происхождения, формационная принадлежность не установлена [ГК R-54-XIX,XX, 1979; ГК R-54-XXI,XXII, 1979; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

*Проявление Восходящее (IV-5-84)* в истоках р. Амбардах представлено многочисленными (до 10) карбонатно-кварц-турмалиновыми жилами с сульфидами мощностью до 0,2 м и протяженностью до 200 м. Жилы сосредоточены на участке площадью 6 км<sup>2</sup>. В жилах вкрапленность кобальтина, глаукодота, галенита, халькопирита, пирита, пирротина, самородного золота и эритрина – в зоне окисления. В протолочках – знаки вольфрамита, касситерита, шеелита. Часть жил вскрыто канавами. Пробы анализировались только на кобальт. Содержание кобальта колеблется от 0,024 до 0,22 % [Бояршинов, 1969ф].

В среднем течении р. Уяндына установлены два пункта минерализации кобальта (V-4-28, 46). Первый приурочен к экзоконтакту позднеюрских габбродолеритов умбинского комплекса с девонскими карбонатными породами. Рудными телами являются кварц-карбонатные прожилки с вкрапленностью сульфидов и налетами эритрина. Второй связан с сульфидизированными пироксен-гранатовыми скарнами на контакте габбродолеритов с известковистыми алевролитами тарынг-юряхской свиты. Содержания кобальта невелики – от 0,1 до 1 %, меди – 0,1–0,5 %, трехокси вольфрама – 0,25 %. Ввиду малых размеров, объекты промышленной значимости не имеют [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

В западной части листа в экзоконтактах мелких интрузивных тел выявлены кварцевые жилы (мощность 0,3–0,4 м, длина 50–300 м) с вкрапленностью кобальтсодержащего арсенопирита, леллингита, пирита, пирротина, налетами эритрина (пункт минерализации IV-1-29). Содержания кобальта колеблются от 0,05 до 0,16 %. Определены сурьма (до 1 %), мышьяк (0,1–1 %), висмут (до 0,1 %), медь (до 0,5 %), свинец (до 0,2 %) [ГК R-54-XIX,XX, 1979].

На юге территории листа известен пункт минерализации кобальта (VI-3-36) в долине р. Тарынг-Юрях предположительно контактово-метасоматического генезиса кобальтовой скарновой формации, приуроченный к скарнированным известнякам среднеордовикского возраста на контакте с раннемеловыми гранитоидами Кутурукского массива. Спектральным анализом определены кобальт – 0,1 % и свинец – 0,05 %. Из-за слабой изученности и малых размеров пункт кобальтовой минерализации не имеет промышленного значения [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

*Проявление кобальта и серебра Труба (IV-6-35)* локализовано в Верхне-Эликчанском массиве и представлено кварцевыми и кварц-турмалиновыми

жилами мощностью 0,2–1 м при протяженности до 30 м с вкрапленностью и прожилками кобальтина, сфалерита, галенита, пирита, арсенопирита, халькопирита. Жилы обычно образуют зоны шириной 7–10 м при протяженности до 400–800 м. Содержание кобальта колеблется от 0,07 до 0,117%; серебра составляют – 10–100 г/т, присутствуют также никель – 0,1%; свинец – до 0,5%; мышьяк – до 1% [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

**Молибден.** В пределах территории листа молибден почти не образует самостоятельных объектов. Выделено семь пунктов минерализации (IV-1-13, IV-3-2, IV-4-18, IV-5-47, IV-6-1, V-5-25, VI-3-57), они относятся предположительно к оловорудной турмалин-хлоритовой формации, являясь чаще сопутствующим компонентом в оловянных и полиметаллических объектах [ГК R-54-XIX, XX, 1979; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Пункт минерализации молибдена (VI-3-57) приурочен к эндоконтакту штока раннемеловых гранитоидов в бассейне р. Моголох. Здесь молибден связан с кварц-турмалиновыми жилами с редкими вкраплениями молибденита, с зонами дробления в гранитах либо со скарнами. Содержание молибдена – 0,1%, редко более, золота – 0,2–0,7 г/т. В незначительных количествах присутствуют никель (0,1%), кобальт (0,01%), свинец, медь и цинк (по 0,02–0,03%) [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

В центральной и восточной частях территории листа пункты минерализации IV-3-2; IV-4-18; IV-5-47 и V-5-25 приурочены к эндо- и экзоконтактам гранитоидных массивов. Большинство из них связано с кварц-турмалиновыми и кварцевыми жилами, а также грейзенами и грейзенизированными гранитами с редкими вкраплениями или гнездообразными скоплениями молибденита, с зонами дробления в гранитах и роговиках с вкрапленностью молибденита, халькопирита, галенита, пирротина. Содержание молибдена в них – от 0,01–0,1 до 1%; свинца – 0,01–0,05%; цинка – 0,01–0,05%; меди – 0,01%; олова – 0,03%. Реже встречаются: трехокись вольфрама – 0,05%; никель – 0,5%; Ag – 2,1 г/т [ГК R-54-XXI, XXII, 1979; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

Молибденовые объекты практически не изучены, а ввиду их малых размеров на сегодня не представляют промышленного интереса.

**Вольфрам.** Вольфрамовое оруденение тесно ассоциирует с оловянным, несколько уступая последнему по распространенности. Вольфрам образует как самостоятельные объекты, так и является сопутствующим или равноправным компонентом в месторождениях и проявлениях оловорудно-турмалин-хлоритовой (касситерит-силикатной) формации и оловорудной кварцево-грейзеновой. Все они парагенетически связаны с проявлениями мелового гранитоидного магматизма. Рудные тела – жилы и зоны дробления кварцевого и турмалин-кварцевого составов приурочены к выходам гранитоидов (например, месторождение Полярное) или роговикованным породам ближнего экзоконтакта (проявление Явтахское). Рудная минерализация представлена кристаллической вкрапленностью (до 3 см) и гнездами вольфрамита, касситерита, молибденита, арсенопирита, шеелита, минералов висмута. Содержание трехоксида вольфрама колеблется от десятых долей процента

до 1–3 %, иногда возрастая до 10 % и более (месторождение Полярное, проявление Явтахское).

На полотне карты представлено всего 16 собственно вольфраморудных объектов (шесть проявлений, 10 пунктов минерализации), четыре среди которых (IV-3-10; IV-4-34; V-5-17,20) комплексные с ведущей ролью вольфрама.

*Проявление Явтахское (IV-1-12)* касситерит-кварцевой формации приурочено к надынтрузивной зоне Явтахского массива раннемеловых гранитов эликчанского комплекса, выходящего на поверхность малыми фрагментами. Оруденение локализовано в кварцевых жилах, прорывающих верхнеюрскую преимущественно песчаниковую чондонскую и верхнеюрско-нижнеберриаскую илин-юряхскую преимущественно аргиллит-алевролитовую свиту. Осадочные породы интенсивно метаморфизованы. На площади объекта (70 км<sup>2</sup>) выявлено большое количество продуктивных жильных тел северо-восточного и субширотного простираний, из них 10 с промышленным оруденением. Жилы сложены молочно-белым кварцем с крупнокристаллическими выделениями вольфрамита, арсенопирита, касситерита, реже молибденита. В некоторых жилах отмечены самородный висмут, базовисмутин, висмутин, тетрадимит. Разведаны с поверхности три жилы (шириной 0,3–3 м и протяженностью 15–150 м), сменяющиеся по простиранию сериями ветвящихся прожилков. Содержание трехоксида вольфрама в штучных пробах 0,1–1 %, в бороздовых 0,2 % (в отдельных пробах более 10 %). Проявление изучено недостаточно и для окончательной оценки необходимы дополнительные исследования [Эпова и др., 1985ф].

*Комплексное проявление вольфрама с медью и серебром Куобах-1 (V-5-17)* приурочено к апикальной части штока гранит-порфиров. Здесь прослежено 36 минерализованных зон дробления северо-западного и северо-восточного простираний, мощностью 0,5–2 м и протяженностью 100–300 м. Зоны дробления представлены брекчиями роговиков и гранит-порфиров, рассеченными кварцевыми и кварц-флюоритовыми прожилками. Главными рудными минералами являются шеелит, пирит и халькопирит, в подчиненном количестве присутствуют касситерит, арсенопирит, галенит, молибденит, сфалерит и борнит. В шести рудных телах содержание вольфрама колеблется от 0,05–0,5 до 2,93 %, в остальных не превышает 0,1 %. Содержание молибдена в среднем составляет 0,2 %. Кроме вольфрама и молибдена обнаружены: медь (0,02–0,2 %, в единичных пробах до 4,8 %), олово (0,01–0,2 %), мышьяк (до 1 %), свинец и цинк (до 0,3 %), серебро (до 100 г/т) [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

*Комплексное проявление вольфрама с медью и серебром Бурухчан (V-5-20)* располагается в апикальной части Хара-Сисского массива. Оруденение представлено минерализованными зонами дробления с убогой сульфидизацией. Мощность минерализованных зон – 0,7–6 м, протяженность – 125–300 м. Рудные минералы составляют в среднем 1 % руд, главные из них шеелит, галенит, сфалерит и халькопирит. Содержания вольфрама – до 1 %, молибдена – до 0,2 %. Сопутствующие компоненты: медь до 2 % (в единичных пробах), свинец – 0,3–1 %, цинк – 0,01–0,3 %, серебро до 200 г/т, олово – 0,01–0,1 % [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

Проявление представлено тремя минерализованными зонами дробления в эндоконтакте тела кварцевых сиенитов джахтардахского комплекса в северо-западной части Хара-Сисского массива. Зоны шириной до 6–7 м и протяженностью 125–300 м сложены брекчированными, окварцованными и сульфидизированными кварцевыми сиенитами с прожилками кварца с вкрапленностью сульфидов. Рудные минералы представлены шеелитом, галенитом, сфалеритом, буланжеритом, пирротинном и халькопиритом. Содержание W – 0,2–3,7 %, Ag – 200–5000 г/т, Cu – 0,01–2,0 %, также определены Pb – 0,3–1 %, Zn – 0,01–0,2 %, Sn – 0,01–0,3 %, Mo – 0,02–0,1 %, Be – 0,01–0,1 %, As – 0,02–0,2 %. В сульфидно-кварцевых прожилках в кварцевых сиенитах установлены La + Ce – 0,1–0,2 %) [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании].

В центральной части листа шлиховые ореолы шеелита (IV-1-17, IV-6-28, V-3-12,52), часто с вольфрамитом и касситеритом со знаковыми содержаниями. Источниками являются многочисленные проявления и пункты минерализации олова и вольфрама, маркирующие апикальные части нескрытых или слабоскрытых гранитных массивов [ГК R-54-XXI,XXII, 1979; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

**Олово. Олово, вольфрам.** Территория листа относится к крупнейшей оловоносной провинции страны, однако история ее изучения, освоения и развития пережила и сегодня переживает не самые простые времена.

На полотне комплекта отображено 72 объекта коренных оловорудных объекта, в том числе пять месторождений, 42 проявления; 25 пунктов минерализации; россыпные месторождения и проявления, шлиховые ореолы и потоки, геохимические аномалии. Оловянное оруденение связано с меловыми гранитоидами, они локализуются внутри магматических тел и во вмещающих породах.

Оловорудные объекты, как монометалльные, так и комплексные (с вольфрамом, золотом, серебром, полиметаллами и др.) отнесены к ряду рудных формаций: оловорудной турмалин-хлоритовой (касситерит-силикатной), оловорудной кварцево-грейзеновой, оловорудной скарновой, бор-оловорудной скарновой и оловорудной пегматитовой.

*Оловорудная турмалин-хлоритовая (касситерит-силикатная) формация* включает объекты с оловом (одно крупное, три средних и одно малое месторождение, 29 проявлений, целый ряд пунктов минерализации).

Для данной формации характерна ассоциация турмалина и хлорита, повсеместно присутствие сульфидной вкрапленности. Главными элементами руд являются Sn, W, Cu, Zn, Pb. Вмещающие породы – юрские терригенные комплексы. Объекты чаще всего располагаются в надынтрузивной зоне гранитоидного массива, выступы которого и контролируют положение месторождений. Рудные тела – жилы, штокверки, резко уменьшающиеся с глубиной, часто приурочены к зонам разломов. От центральных частей объектов к краям становится меньше олова и нарастает количество сульфидов, в особенности хорошо проявляется свинцово-цинковое оруденение. Минералы – касситерит, пирротин, кварц, турмалин, хлорит.

Визитной карточкой как территории листа, так и северо-восточной Якутии в целом является *месторождение Депутатское (V-2-5)*. Оно расположено

вблизи пос. Депутатский и является наиболее крупным и одним из самых изученных оловорудных объектов в пределах территории листа. Рудное поле месторождения площадью 25 км<sup>2</sup> приурочено к полого залегающим юрским терригенным толщам, слагающим мульду крупной синклинали северо-восточного направления. Мульда осложнена субширотным флексурным перегибом. Рудные тела контролируются трещинами отрыва в верхнем крыле флексуры.

Контуры месторождения пространственно совпадают с контурами апикального выступа Депутатского интрузива грейзенизированных гранит-порфиров. Депутатский массив вскрыт тремя структурными скважинами на отметках 236, 380 и 294 м от поверхности. По геофизическим данным, площадь его около 150 км<sup>2</sup>, кровля осложнена многочисленными куполами, а в центре рудного поля – валообразным выступом широтного простирания, над которым и располагаются основные рудные тела [Иванов, 2010]. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar возраст по биотиту – 115 млн лет. Жильная фация массива сложена аплитовидными и мелкозернистыми лейкократовыми турмалиновыми гранитами с U-Pb изотопным возрастом 112,2 ± 1,4 млн лет [Иванов, 2010]. Оксфорд-кимериджские отложения, вмещающие рудные тела, представлены мощными пластами песчаников с прослоями аргиллитов и алевролитов. Под действием контактового метаморфизма они превращены в двуслюдяные, турмалин-слюдяные и кварц-биотитовые роговики.

В центральной части рудного поля отмечаются мелкие участки топаз-кварцевых и кварц-турмалиновых грейзенов, развитых по песчаникам. В зоне слабого метаморфизма на периферии рудного поля породы хлоритизированы и серицитизированы. Осадочная толща рассечена дайками рядом дайковых тел, условно разделяемых на дорудные, рудные и послерудные.

Дорудные дайки (не показаны на карте) редки, сложены андезибазальтами, андезитами, диорит-порфиритами, а также риолит- и гранит-порфирами. Дайки среднего состава пересекаются и смещаются дайками риолит- и гранит-порфиров, содержащими их ксенолиты. Изотопный возраст диорит-порфиров, по данным <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar метода, >113 и <120 млн лет. Породы среднего состава метаморфизованы под влиянием Депутатского гранитного массива с развитием тонкочешуйчатого биотита. Большая часть даек кислого состава заключена в контурах проекции гранитного массива на дневную поверхность, они пересекаются дайками трахидолеритов [Иванов, 2010]. Возможно, дайки среднего состава относятся к арга-эмнекенскому комплексу, кислого – к омчикандинскому. Эти дайки подвержены грейзенизации и секутся рудными телами всех минеральных типов.

К внутрирудным относятся, по всей видимости, дайки джахтардахского комплекса, представленные трахибазальтами, долеритами, лампрофирами. Установлено, что в одном случае дайка долеритов пересекает и метаморфизует кварц-касситеритовые руды ранних стадий рудообразования, но сама сечется пирротиновыми, хлорит-сфалеритовыми и манганосидеритовыми прожилками поздних стадий; в другом случае дайка диоритов пересекает все перечисленные минеральные ассоциации.

Изотопный возраст лампрофиров <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar методом по биотиту – 106,1 ± 1,2 млн лет [Иванов, 2010]. По геологическим данным, для разновозрастных постгранитных даек основного состава Л. Н. Индолевым (Индолев и др., 1973) доказано внедрение их после образования касситерит-кварцевой,

но досульфидной минеральной ассоциации (более ранние дайки) или после-сульфидно-карбонатной ассоциации (более поздние дайки). Изотопный  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  возраст мусковита из кварц-турмалин-сульфидных жил  $106,3 \pm \pm 1,2$  млн лет. Наиболее молодой возраст предполагается им для лампрофиров, которые пересекаются только галенит-сфалеритовыми жилами.

Самые молодые интрузии – это дайки риолит-порфиров киргиллехского комплекса.

На месторождении выявлено около 150 рудных тел, локализованных в полосе шириной до 2,5 км, имеющей вид дуги, обращенной выпуклостью к югу. Характерно близпараллельное взаиморасположение рудных тел с расщеплениями и разветвлениями их. Длина тел – 60–2100 м (преобладают тела длиной от 400 м до 1–2 км), мощность – 0,1–18 м (в среднем 3 м). Размер апофиз колеблется в очень широком диапазоне: от тонких прожилков длиной первые десятки сантиметров до мощных тел протяженностью до 900 м. Рудные тела крутопадающие (60–90°), сравнительно хорошо выдержанные по падению и простиранию.

По морфологическим особенностям выделяются минерализованные зоны дробления, штокверкоподобные линейные зоны и участки, жилы выполнения. Минерализованные зоны дробления наиболее важны в промышленном отношении: в них сосредоточены основные разведанные запасы олова. Они сложены обломками ороговикованных вмещающих пород, сцементированными рудным материалом. Штокверкоподобные зоны и участки представляют собой серию сближенных прожилков, каждый из которых прослеживается на коротком (от 5–10 см до 1,5–2 м) расстоянии и имеет мощность 0,5–10 см. В промежутках между этими сравнительно крупными прожилками отмечается сеть нитевидных, переплетающихся между собой прожилков. Жилы сложены массивными рудами.

Минералообразование происходило в пять стадий [Некрасов, 1955ф]: 1) кварц-турмалиновую, 2) турмалин (хлорит)-касситерит-кварцевую, 3) сульфидную (существенно пирротиновую), 4) сульфидно-карбонатную (галенит, сфалерит, манганосидерит, анкерит), 5) карбонатную (кальцитовую). Основная масса касситерита отлагалась во вторую стадию.

По вещественному составу выделяются флюорит-кварц-турмалиновые, турмалин-сульфидно-кварцевые с касситеритом и кварц-сульфидные с касситеритом жилы. Преобладающий состав штокверкоподобных зон и участков касситерит-кварцевый с примесью небольших количеств сульфидов (пирротина, пирита, арсенопирита, часто галенита, сфалерита, станнина), хлорита и турмалина. Минерализованные зоны дробления характеризуются сложным минералогическим составом, изменяющимся на небольших интервалах в одном и том же рудном теле от существенно кварц-турмалинового или касситерит-кварцевого до существенно сульфидного, главным образом пирротинового.

Околорудные изменения вмещающих пород выражаются в окварцевании, турмалинизации, хлоритизации, серицитизации и сульфидизации.

Всеми исследователями отмечается горизонтальная зональность оруденения: наиболее высокотемпературные минеральные ассоциации (грейзеновые и турмалин-касситерит-кварцевая) развиты преимущественно в центральной части рудного поля, к периферии они сменяются хлорит-сульфидными ассо-



циациями, а на окраинах месторождения преимущественным развитием пользуются карбонат-сульфидная и карбонатная ассоциации. Горизонтальная зональность является отражением концентрической (около Депутатского интрузива) температурной зональности. В вертикальном разрезе она выражена наличием двух «этажей» оруденения: нижнего – касситерит-турмалинового и верхнего – касситерит-хлоритового. Отмечается также зональность и в размещении морфологических типов рудных тел [Некрасов, 1955ф]: в центральной части месторождения преобладают жилы и штокверкоподобные тела, а на флангах – минерализованные зоны дробления.

Основная масса олова связана с касситеритом, который представлен зернами или их агрегатами размером от 0,01 до 20 мм и более. Распределение касситерита в рудах довольно равномерное. Средние содержания олова в рудах колеблются от 0,45 до 2,77%. Небольшая часть олова связана в станине. Преобладают средне- и мелкозернистые руды брекчиевой, брекчиевидной, прожилковой, полосчатой, пятнистой, крустификационной текстур.

Зона окисления на месторождении развита крайне неравномерно, наиболее интенсивно она проявлена в кварц-сульфидных телах, развиваясь до глубины 450 м и более (нижняя граница ее неизвестна). В вертикальном разрезе выделяются четыре подзоны окисления (сверху вниз): ярозитовая, фиброферритовая, пизанито-мелантеритовая и дисульфидная (марказит-мельниковитовая).

Основная масса руд (около 77%) представлена полуокисленными разновидностями.

Кроме олова, в рудах отмечены: серебро, висмут, кадмий, галлий, германий, скандий, индий. Последний может иметь практическое значение; содержание его в рудах в среднем составляет 0,002% при колебаниях от следов до 0,05%.

Суммарные запасы олова категорий: А+В+С<sub>1</sub> – 198 тыс. т олова, С<sub>2</sub> – 57 тыс. т, прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> – 86 тыс. т, запасы индия категории С<sub>2</sub> – 513,3 т [ГК R-53-(55) – Депутатский, 1992].

*Месторождение среднее олова Дьяхтардахское (V-4-19)* расположено на водоразделе рек Намысах и Тирехтях в 60 км к юго-востоку от пос. Депутатский. С 1955 по 1972 год в процессе поисково-оценочных работ и предварительной разведки [Замараев, Ефременко, 1961ф; Кравцов, 1968ф; Кравцов, 1974ф; Шестеренкин, 1955ф] месторождение было разведано подземными и поверхностными горными выработками, скважинами колонкового бурения. Госрезерв с 2006 г.

Месторождение приурочено к ядру синклинали, нарушенной рудовмещающими разрывными нарушениями северо-восточного простирания и сложной тупфитами, фтанитами и кремнисто-глинистыми сланцами уроничанской толщи в экзоконтакте с гранитами раннемелового омчикандинского комплекса в зоне разлома северо-западного простирания. Оруденение локализовано в кварц-сульфидных жилах, в минерализованных зонах дробления и штокверкоподобных зонах с прожилково-вкрапленной минерализацией. По простиранию и падению крутопадающие сближенные субпараллельные жилы обычно переходят в зоны дробления. С северо-востока оруденение ограничено экранирующим разломом с юго-западным падением сместителя. По мине-

ральному составу руды являются турмалин-кварц-сульфидными. Сульфиды составляют 60–95 % рудной массы. Главными являются пирит и пирротин, что определило образование мощной (20–50 м) зоны окисления с ярозитом, лимонитом, фиброферритом, копияпитом, мелантеритом, мельниковитом. На более глубоких горизонтах присутствуют касситерит, станнин, арсениопирит, халькопирит, сфалерит, висмутин, вольфрамит, магнетит. Всего на месторождении известно 20 рудных тел с промышленным содержанием олова. Протяженность разведанных частей рудных тел – от 80 до 350 м, мощность – 0,2–10,2 м, по падению прослежены на 30–150 м. Содержание олова колеблется от 0,1 до 17,4 % при среднем 1,84 %. Кроме олова присутствуют медь – 0,3–0,82 %, свинец, цинк по 0,03–0,3 %, висмут – 0,014 %, золото – 0,01–1,02 г/т, серебро – 0,01–15,2 г/т. Запасы олова составляют 13 918 т. Глубина подсчета 40–150 м. Прогнозные ресурсы категории  $P_1$  составляют: олова 4,1 тыс. т, висмута – 0,07 тыс. т [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Прогнозные ресурсы Дьяхтардахского рудного поля по категориям:  $P_2$  – олова 10 тыс. т;  $P_3$  – висмута 10 тыс. т, серебра – 50 т [Денисов, 2006; Бредюк и др., 1999ф].

*Месторождение среднее олова, вольфрама и висмута Чурпунья (II-4-1)* сложено верхнеюрскими эффузивами, расположенными над штоком раннемеловых гранодиорит-порфиров святоносского комплекса и прорванными дайками риолитового и дацитового составов того же комплекса. Все породы месторождения брекчированы, интенсивно аргиллизированы, турмалинизированы, участками содержат вкрапленность сульфидов, касситерита и вольфрамита.

Наибольший интерес представляют жильно-прожилковые зоны и вмещающие их кварц-турмалиновые грейзены по риолитам. В грейзенизированных породах на площади около 0,6 км<sup>2</sup> на фоне содержаний 0,05–0,07 % выделяются обогащенные интервалы мощностью 1–3 м с содержанием олова 0,1–1 %. Прожилковые зоны и отдельные жилы касситерит-кварцевого и касситерит-турмалин-кварцевого составов образуют в грейзенах полосу мощностью 10 м, иногда более, контролируемую дайками позднемеловых риолитов. Рудные тела этого типа наиболее богатые (содержание олова до 1 % и выше). Высокие концентрации олова (до 3–15 %) и трехокси вольфрама (до 7,44 %) содержат минерализованные зоны брекчий с пиритом, арсениопиритом, халькопиритом, касситеритом и вольфрамитом с линзами (1–3 × 10–30 м) ожелезненных пород.

Отличительной чертой месторождения является высокая железистость минералов. Касситерит, кроме окиси железа, содержит трехокись вольфрама и индий. Месторождение частично отработано. Запасы олова по категориям:  $A + B + C_1$  – 6849 тыс. т,  $C_2$  – 13 667 тыс. т олова, вольфрама  $C_2$  – 515 тыс. т, висмута  $C_2$  – 484 тыс. т (Справка о состоянии ... , 2021). По состоянию на 1.01.2019 г. прогнозные ресурсы олова категории  $P_1$  составляют 5 тыс. т (ТКЗ 1993 г., № 413).

*Среднее месторождение олова с вольфрамом, танталом и ниобием Полярное (IV-4-21)* расположено на правом берегу р. Куранах (приток р. Оймькон) в центральной части Омчикандинского гранитного массива. Месторождение генетически связано с аляскитами и гранитами полярнинского комплекса.

Оруденение связано с кварцевыми, топаз-кварцевыми и кварц-топазовыми жилами с вольфрамитом и касситеритом, выполняющими, как правило, пологие контракционные трещины в гранитах. Жилы длиной 100–300 м, мощностью от нескольких сантиметров до 8 м сложной морфологии (с раздувами, пережимами, расщеплениями на тонкие прожилки) прослежены на глубину до 50 м. Кварц составляет до 80 % в жилах, с ним ассоциируют мусковит, топаз, каолинит, флюорит, калиевый полевой шпат, альбит. Рудные минералы представлены вольфрамитом, касситеритом, арсенопиритом; присутствуют самородное золото и висмут и большая группа сульфидов. Содержание последних в рудах составляет не менее 5 %, что отличает данное месторождение от других этого же типа. Касситерит представлен хорошо образованными кристаллами размером до 3–5 см.

Руды комплексные вольфрамово-оловянные, в минералах в виде примесей присутствуют тантал, ниобий, скандий и серебро. Содержание олова и трехокси вольфрама колеблется от 0,001 до 10–40 %, составляя в среднем по рудным телам 1–3,8 %. Обнаружено более 40 рудных тел. Забалансовые запасы олова 1147 т, вольфрама 1263 т. Месторождение относится к Нераспределенному фонду недр. Можно ожидать прирост запасов за счет доразведки флангов месторождения.

*Малое месторождение Укачилканское-II (IV-2-4)* приурочено к полю слабоороговикованных и грейзенизированных триасовых и юрских терригенных пород, прорванных дайками раннемеловых гранитоидов. Отнесение к малому месторождению сегодня несколько не обосновано ввиду отсутствия кондиционных запасов, однако характеристики объекта, а также проведенные поисково-разведочные работы позволяют выделить его на фоне прочих проявлений.

Рудные тела, представленные крутопадающими жилами и минерализованными зонами дробления сложной морфологии, сосредоточены на площади 20 км<sup>2</sup> вдоль трещин в основном северо-восточного простирания и оперяющих их субмеридиональных разрывов. Известно более 50 рудных тел мощностью 0,1–9 м и длиной от первых сотен метров до 2 км. Рудные тела имеют в поперечном разрезе сложное асимметричное строение с локализацией массивных руд у висячего зальбанда, реже симметрично-полосчатое, когда массивные руды занимают центральную часть в зоне дробления. По минеральному составу выделяются арсенопирит-кварцевые, кварц-полиметаллические (часто с пирротинном до 50 %) и сульфидно-карбонатные руды, отвечающие трем стадиям рудообразования. Формирование сульфидных руд сопровождалось интенсивным замещением кварца первой стадии сульфидами, а касситерита – станнинном. Минеральный состав руд – кварц, сидерит, кальцит, редко турмалин, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, пирит, касситерит, станнин, шеелит, вольфрамит, реальгар и золото. Распределение олова неравномерное – от 0,01 до 5,6 %. Руды комплексные: содержания в отдельных рудных телах свинца и цинка до 35 % и более, сурьмы – до 0,5 %, кадмия – до 1 %, серебра – до 0,05 %, индия – до 0,2 %. В рудных телах с незначительным содержанием олова существенную роль играет станнин. Объект разведан крайне слабо, прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> составили 9 тыс. т олова, категории Р<sub>2</sub> – 29 тыс. т, до 1987 г. проводились оценочные

работы, которые были прекращены в связи с вводом в разработку Депутатского месторождения [ГК R-54-XIX,XX, 1979].

*Проявление олова Тасанна (V-1-6)* сходно по своему строению с фланговой частью Депутатского месторождения – это минерализованные зоны дробления в 1,5 км от одноименного (Тасаппского) гранитного массива в поле развития дайковых тел долеритов. Рудное тело приурочено к мощной (не менее 150 м) трещиноватой зоне северо-восточного простирания с развитыми в ее пределах процессами окварцевания, сульфидизации и хлоритизации (полный аналог хлорит-сульфидной ассоциации на периферии Депутатского месторождения). Рудное тело – минерализованная зона дробления мощностью 11–16 м, протяженностью ~800 м, сложенная обломками песчаников и алевролитов, связанных рыхлой массой вторичных минералов (ярозит, мелантерит, пизанит, гидроокислы железа), содержащая разноразмерные кристаллы касситерита. Содержание олова неравномерное – от 0,42 до 10 %. В рудах также зафиксированы цинк – до 1 %, свинец – до 1 %, кадмий – более 0,01 %, золото до 1 г/т [ГК R-53-(55) – Депутатский, 1992]. Объект изучен слабо ввиду мощного (до 7 м) чехла делювиально-солифлюкционных отложений.

*Проявление олова, свинца и цинка Курбанское (IV-1-20)* находится в центральной части листа на водоразделе ручьев Курбан, Туманный и Аччыгый-Иргичян. Объект приурочен к экзоконтакту штока гранодиоритов. Рудные тела, представленные кварц-сульфидными жилами и минерализованными зонами дробления, локализуются в осевой части антиклинали. Рудные тела имеют почти широтное (80–100°) простирание, длину от 40 до 1300 м и мощность от 0,4 до 2,5 м. Минеральный состав их представлен кварцем, полевым шпатом, кальцитом, касситеритом, пирроотином, пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, блеклыми рудами. Минерализованные зоны дробления, выполненные дроблеными сульфидизированными прокварцованными роговиками, представлены сериями сближенных мелких зон общей мощностью 100–200 м. Из вторичных минералов в них широко развиты лимонит, фибросферрит, скородит, церуссит, англезит. Содержания: олова в жилах – до 0,81 %; в зонах – до 1,2 %; свинца – 5–10 %, цинка – 0,2–7,1 %. Спектрально в рудах месторождения установлены серебро, висмут, ванадий. Объект считается перспективным, требующим доразведки [ГК R-54-XIX,XX, 1979].

*Проявление олова Мирное-1 (V-2-3)* расположено в среднем течении р. Иргичэн. Участок месторождения сложен мощными пластами аргиллитов, чередующихся с пропластками песчаников и алевролитов, окварцованных и турмалинизированных. Площадь месторождения характеризуется наличием мощного (до 5–8 м) чехла элювиальных и солифлюкционно-делювиальных образований, что обусловило слабую его изученность. Вскрытые единичными канавами рудные тела не прослежены по простиранию и морфология их изучена недостаточно. Выделяются здесь штокверкоподобные зоны, мало-мощные прожилки и минерализованные зоны брекчирования осадочных пород предположительно широтного простирания. Промышленный интерес представляют зоны брекчирования линзовидной формы мощностью 1–2 м. Они сложены брекчией песчаников, алевролитов и аргиллитов, сцементированной кварцем, турмалином, реже хлоритом. Рудные минералы представле-

ны касситеритом, арсенопиритом, шеелитом. Содержание олова в зонах – 0,5–0,7%. Спектрально в большинстве проб обнаружены сотые и, реже, десятые доли процента вольфрама, никеля, кобальта, свинца, цинка, меди и, редко, висмута [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978].

*Проявление олова, свинца, цинка Истах (IV-6-41)* расположено в верховьях р. Истах в экзоконтакте одноименного гранитного массива омчикандинского комплекса. Рудное поле сложено ороговикованными среднеюрскими песчаниками, прорванными дайками березитизированных гранодиоритов. Рудные тела представлены кварцево-турмалиновыми жилами, минерализованными дайками гранодиоритов и кварц-лимонитовыми брекчиями в зонах дробления. Оруденение сосредоточено преимущественно в кварцево-турмалиновых жилах, образующих кулисообразные свиты жил, разведанные канавами, и приурочено к центральной части рудного поля. Минерализованные дайки и зоны брекчий разведаны недостаточно. Простираение рудных тел северо-восточное, реже субширотное, мощность – от 0,2–0,7 до 2,0 м, протяженность – 100–150 м. Рудные минералы – касситерит, арсенопирит, вольфрамит, шеелит, станнин, редко – самородное золото, халькопирит, борнит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит, висмутин, кобальтин. Содержание олова колеблется от 0,05 до 7,74% при среднем 0,43%; свинца – 0,01–0,5%; цинка – 0,1–0,286%; меди – 0,2%; висмута – 0,01%; кобальта – 0,08–0,1%; никеля – 0,1%. В отдельных телах кварцево-турмалинового состава и в турмалинизированных риолитах выявлено золото с содержаниями (РРА) до 3,8–50,0 г/т, а также серебро – до 3,0 кг/т, сурьма – до 5,0%. По результатам геохимических поисков выявлены узкие локальные аномалии северо-восточного и субмеридионального простираний, сопровождающие выявленные жилы и зоны дробления. Выделяется три участка – северный, центральный и южный, где локализованы основные аномалии.

Таблица 9

**Результаты подсчета прогнозных ресурсов категории P<sub>2</sub> для проявления Истах [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании]**

Элемент	Среднее содержание	Прогнозные ресурсы категории P <sub>2</sub> , т	Глубина прогнозирования, м
Олово	0,0017–0,0034 %	9138	200
Свинец	0,0157–0,0320 %	55 158	200
Серебро	0,07–3,045 г/т	1101	100
Висмут	0,0002–0,0003 %	362	100
Кобальт	0,0028–0,0031 %	11 230	100
Цинк	0,0906–0,1233 %	155 742	200
Медь	0,105–0,395 %	13 674	200

Проведен подсчет прогнозных ресурсов (в тыс. т) категории P<sub>2</sub> (табл. 9) на глубину 200 м: для олова – 9,138; свинца – 55,138; цинка – 155,742 и меди – 13,674 и на 100 м для серебра – 1,101, висмута – 0,342, мышьяка – 6,794 и кобальта – 11,230. Проявление явно является перспективным на поиски золота в

березитизированных и турмалинизированных гранодиоритах. Перспективы могут быть расширены за счет изучения известных и обнаруженных новых рудных тел. Промышленное оруденение ожидается в минерализованных зонах [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Проявление олова, цинка, кадмия Змейка (IV-5-64)* расположено в верховьях р. Нонгондя. На участке  $1 \times 0,7$  км выявлены две кварц-турмалиновые жилы и четыре обохренные минерализованные зоны дробления с вкрапленностью сульфидов, прослеженные в субмеридиональном направлении на 50–500 м при мощности зон 10–20 м. Содержание: олова – 0,15 %; цинка – 1 %; кадмия – 0,3 %; золота – 0,01 г/т; индия – 0,01 %. Штуфные пробы [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Проявление олова Южный Берендей (V-5-11)* расположено южнее медного проявления Берендей и пространственно разобщено с медным оруденением. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, в которых обломки сульфидизированных, окварцованных и турмалинизированных пород цементируются гидроокислами железа и кварц-турмалиновым агрегатом с примесью хлорита, вкрапленностью касситерита и сульфидов. При выклинивании минерализованные зоны дробления сменяются зонами прожилкования того же состава. Основными минералами олова являются касситерит и станнин; доля сульфидного олова составляет от 2 до 45 %, в среднем от 21 % на юге до 8,6 % на севере. В составе сульфидов присутствуют пирротин, халькопирит, арсенопирит, реже галенит и сфалерит. Содержания олова в рудах меняются от 0,1 до 11,8 %, среднее содержание по выработкам от 0,13 до 7,85 %. Из попутных компонентов в рудах присутствует медь до 0,42 %, серебро до 200 г/т, свинец и цинк до 0,1 %, висмут и мышьяк – более 0,1 %, сурьма до 0,5 %, индий – 100 г/т. Прогнозные ресурсы олова и сопутствующих элементов оценены по категориям  $P_1$  и  $P_2$  [Бояршинов, 1998ф] в количестве ( $P_1 + P_2$ ): олово – 17,6 тыс. т при среднем содержании 0,57 %, серебро – 84,3 т при среднем содержании 27 г/т, медь – 3,7 тыс. т при среднем содержании 0,12 %. Кроме того, прогнозные ресурсы оценивались по аномалиям во вторичных ореолах рассеяния (условно категория  $P_2$ ), и составили: олово – 46,3 тыс. т, серебро – 7112 т. По заключению ЦНИГРИ (протокол № 2 от 20.12.2011 г.), ресурсы олова составили: категории  $P_1$  0,336 тыс. т; категории  $P_2$  17,53 тыс. т. [ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

*Рудопроявление Тихое (IV-4-13)* расположено в верховьях р. Куранах в экзоконтакте штока кварцевых диоритов. Вмещающими породами являются роговики. В пределах рудного поля установлено 17 зон кварц-турмалиновых и кварц-карбонатных брекчий с вкрапленностью граната, сфалерита и пирротина. Зоны брекчий имеют меридиональное простирание, длина их достигает 500 м при мощности от 1–2 до 10 м. Совместно с сульфидами присутствуют касситерит, шеелит и вольфрамит. Содержание олова, по данным спектрального анализа, от 0,001–0,02 до 0,1–0,34 % [ГК R-54-XXI, XXII, 1979].

*Рудопроявление р. Ункюр (III-2-12)* связано с кварц-турмалиновыми жилами, которые приурочены к экзоконтактам даек кварцевых диоритовых порфириров. Мощность жил – 0,1–0,3 м при длине 160–180 м. Жилы крутопадающие под углами 60–90°. Они сложены молочно-белым друзовидным кварцем, содержащим небольшие гнезда тонкоиглочатого турмалина

(до 1 см), мелкие обособления флюорита (до 3 мм), чешуйки хлорита и серицита. Арсенопирит в жильной массе образует тонкую вкрапленность, реже гнездовые обособления.

Содержание металлов, по данным спектрального анализа бороздовых и штучных проб, составляет (%): олова – 0,1–0,5, свинца – 0,1–5, цинка – 0,003–0,1, меди – 0,01–5, мышьяка – 0,05–0,5 [ГК R-54-ХІІІ,ХІV, 1978].

*Проявление Мирное-II (V-2-9)* находится в пределах депутатского рудно-россыпного узла. Рудные тела представлены сериями маломощных кварцево-сульфидных, кварцево-карбонатно-сульфидных прожилков и минерализованными зонами дробления мощностью от 0,5 до 20 м; протяженность их – от 20–30 до 200 м. Наблюдаются рудные минералы – касситерит, арсенопирит, сфалерит, пирит, пирротин, редко халькопирит. Содержание олова лишь в единичных пробах достигает 0,26–0,33 %. В рудах также определены: индий (0,01 %), свинец (0,1 %), цинк (0,1 %), мышьяк (0,5 %) [ГК R-54-XXV,XXVI, 1978].

*Рудопоявление Рассвет (IV-4-15)* приурочено к северному экзоконтакту Сонтойонского массива. Рудные тела представлены крутопадающими кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и кварц-турмалиновыми жилами и брекчиями длиной до 300 м и мощностью до 1–2 м. Реже встречаются линзы грейзенов протяженностью до 100–150 м и мощностью до 40 м. Касситерит в рудных телах мелкокристаллический, распределен крайне неравномерно. Содержание олова от 0,001–0,01 % в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах до 0,1–0,5 % в кварц-турмалиновых жилах и брекчиях. В грейзенах содержание олова на массу не превышает 0,01–0,07 %, возрастая на отдельных участках до 0,4–0,77 % [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

*Оловорудная кварцево-грейзеновая формация* включает объекты собственно оловянные, а также олова с вольфрамом и висмутом. Всего на полотно отобрано шесть объектов: месторождение Одинокое (IV-5-28) и пять проявлений (IV-5-40,45,55,59; V-3-13).

*Месторождение крупное комплексное олова, вольфрама и висмута Одинокое (IV-5-28)* расположено в истоках руч. Пустынный и приурочено к штоку лейкогранит-порфиров полярнинского комплекса, прорывающих толщу контактово-метаморфизованных верхнеюрских песчаников, алевролитов и аргиллитов. В юго-западной части массива развиты каолинит-слюдисто-кварцевые, слюдисто-кварц-топазовые, кварц-топазовые и топаз-кварцевые грейзены с вкрапленностью касситерита, флюорита, циннвальдита, представляющие собой оловорудную залежь на площади 5 км<sup>2</sup>. В грейзенах распространены многочисленные беспорядочно ориентированные касситерит-кварцевые и касситеритовые прожилки мощностью 1–2 мм, образующие штокверк. В незначительном количестве отмечаются вольфрамит и самородный висмут. Спорадически присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, станнин. Вмещающие породы в экзоконтакте (0,1–100 м) также претерпели грейзенизацию с развитием кварца, топаза, флюорита, циннвальдита и ороговикование. В незначительном количестве отмечены молибденит, вольфрамит, арсенопирит, пирротин, самородный висмут, рутил, касситерит и золото. Участками в них распространены маломощные кварцевые, циннвальдит-кварцевые прожилки с топазом, флюоритом, арсенопиритом, воль-

фрамитом и касситеритом. Грейзенизированные гранит-порфиры в северо-западном направлении пересечены лимонитизированными зонами дробления и трещиноватости мощностью до 5–6 м при протяженности 80–400 м. В лимоните отмечены реликтовые зерна галенита, сфалерита, станнина, халькопирита, пирита, марказита, бурнотита, пирротина. В пределах зон дробления – вкрапленность и гнезда (20 × 30 см) касситерита. Рудные тела штокверкового типа приурочены к кварцево-топазовым грейzenам. Выявлено три штокверка длиной 820 м, шириной 360 м, глубиной 314 м. Штокверки приурочены к наиболее измененной прикупольной части массива на северном склоне горы Одинокая. Наиболее обогащенная часть залежи приурочена к зоне сочленения субширотных, северо-восточных и северо-западных нарушений. Касситерит отмечен в сростках с кварцем, топазом, флюоритом, размер зерен – 0,07–0,2 мм. В касситерите спектральным анализом установлены примеси: ниобий – до 0,5%; тантал – до 0,1%; индий – 0,01–0,05%; скандий – до 0,05%.

Среднее содержание при исследовании полупромышленной технологической пробы: олово – 0,3%; трехокись вольфрама – 0,025%; висмут – 0,023%; молибден – 0,032%; литий – 0,177%; цинк – 0,027%; медь – 0,017%; свинец – 0,021%; золото – 0,4 г/т; серебро – 3 г/т.

Среднее содержание олова в запасах категорий А+В+С<sub>1</sub> – 0,32%; С<sub>2</sub> – 0,29%; WO<sub>3</sub> соответственно – 0,028 и 0,041%; висмута – 0,018 и 0,01%. Балансовые запасы категорий А+В+С<sub>1</sub>: олова – 125,79 тыс. т; вольфрама – 10,3 тыс. т; висмута – 6,81 тыс. т; категории С<sub>2</sub> – олова – 1,77 тыс. т; вольфрама – 0,25 тыс. т; висмута – 0,06 тыс. т. Забалансовые запасы: олово – 75,7 тыс. т; вольфрам – 14,25 тыс. т; висмут – 7,02 тыс. т (табл. 10).

Прирост запасов возможен в контурах карьера за счет его углубки, добычи и переработки забалансовых руд. Он составляет 26 684 т олова при среднем содержании 0,13%. За счет забалансовых руд за контурами карьера 49 017 т при содержании 0,15% прогнозные ресурсы категорий Р<sub>1</sub>+Р<sub>2</sub> по рудным телам на флангах месторождения составляют 5 тыс. т олова при среднем содержании 0,15–0,20% [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Таблица 10

**Запасы олова, вольфрама, висмута на месторождении Одинокое**

Эле- МЕНТЫ	Среднее содержание, %		Запасы, т; висмут – тыс. т		
	А+В+С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>	А+В+С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>	Забалансовые
Sn	0,32	0,29	125 791	1772	75 701
WO <sub>3</sub>	0,028	0,041	10 310	253	14 254
Bi	0,018	0,01	6811	62	7,022

*Проявление Аяка (IV-5-45), расположенное на левобережье р. Элиндя, локализовано в экзо- и в эндоконтакте Истахского массива гранитоидов омчикандинского комплекса и представлено 10 минерализованными зонами дробления среди грейзенизированных пород. Из рудных минералов выявлены фиброферрит, касситерит, арсенопирит, вольфрамит, шеелит, станнин, реже*



самородное золото, халькопирит, висмутин, кобальтин. Часть зон вскрыта канавами. Содержание олова – 0,01–0,48 % (иногда до 1,51 %); золота – 0,09 г/т [Михеев, 1968ф; Бояршинов, 1969ф].

*Проявление Сульфидное (IV-5-40)* локализовано в верховьях р. Бёрёлёх и представлено кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления с прожилковым окварцеванием в грейзенизированных и сульфидизированных аргиллитах с прослоями известковистых песчаников. Мощность жил и зон от 1–2,5 см до 1–1,2 м, протяженность от 20–70 до 200 м. Известковистые песчаники нередко скарнированы с образованием пироксеновых известково-силикатных скарнов с вкрапленностью пирита и арсенопирита. Мощность зон скарнированных пород – 1,5–2 м, протяженность – 50–100 м. Простирающие жилы, зон, серий прожилков, зон скарнированных пород северо-восточное. Рудные тела вскрыты канавами, копушами. Содержание олова (борздовые пробы) – 0,04–0,13 %; серебра – 10 г/т; цинка – 0,04 %; меди – 0,01 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Из проявлений олова, вольфрама и висмута наиболее представительным является *проявление Нонгонджинское (IV-5-59)*, расположенное в пределах одноименного гранитного массива и его экзоконтактов на площади 1,7 × 0,6 км, где распространены протяженные (до 600 м) минерализованные зоны дробления мощностью 2–5 м северо-восточного простирания и кварц-турмалиновые и кварцевые жилы мощностью 1–1,5 м при длине до 100–200 м. Иногда зоны сближены между собой до 1–2 м. Выделено три типа грейзенов: 1) околожилные грейзены, сопровождающие кварцевые жилы с галенитом и сфалеритом; 2) околожилные грейзены в зонах дробления и прожилкованных кварцем гранитов; 3) отдельные выходы кварцево-слюдистых грейзенов в эндоконтакте интрузии.

Отмечается вкрапленность арсенопирита, галенита. В аншлифах отмечены также вольфрамит, шеелит, халькопирит, сфалерит, станнин, пирит, пирротин, виттихенит, самородные золото и висмут, молибденит. В зоне окисления развиты лимонит и ковеллин. Отдельные рудные тела вскрыты канавами, опробование борздовое и штуфное. Содержание в зонах дробления: олова – от 0,01–0,1 до 0,47–1,78 %; трехокси вольфрама – 0,43–0,5 до 1,96 %; висмута – 0,02–0,1 %; молибдена – 0,02–0,1 %; кобальта – от 0,03–0,1 до 0,5 %; цинка, свинца и меди – от 0,1–0,5 до 1 %; серебра – от 10 до 100 г/т; золота – 0,05 г/т, мышьяка – 0,1 %. В грейзенах содержание олова – 0,04 %; трехокси вольфрама – 0,02–0,05 %; висмута – 0,02–0,05 %; серебра – до 49 г/т [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Бояршинов, 1969ф; 1998ф; Ли, 1967ф]. Проявление перспективное, но недоизучено.

*Бор-оловорудная скарновая формация* включает объекты, локализованные в палеозойских скарнированных породах экзоконтактовых зон гранитоидных интрузий мелового возраста. В нее входят среднее месторождение олова Чибгалах (VI-2-15) и восемь проявлений (VI-2-11,12,18; VI-3-33,35,45,55,56) собственно олова, а также олова с бором, вольфрамом, бериллием и золотом.

Наиболее крупным и изученным объектом оловорудной скарновой формации является *среднее месторождение Чибгалах (VI-2-15)*, на котором были проведены поисково-разведочные работы [Дорофеев и др., 1967ф]. В геологическом строении месторождения принимают участие лейкократо-

вые граниты саханьинского комплекса Сечано-Иолтакского массива, а также доломиты, известковистые аргиллиты и известняки чибагалахской свиты и нерасчлененных сакынджинской и балгикакчанской свит. Карбонатно-терригенные породы на расстоянии до 500 м от массива превращены в скарны, роговики, кальцифиры, кварциты и мраморы. Относительно широко распространены в рудном поле также грейзенизированные породы и грейзены(?), которые приурочены к границам апофиз и к небольшим изолированным сателлитам массива. Со скарнами и с наложенными на них метасоматитами связаны оловянные, боратовые, полиметаллические и другие руды. Пластовые тела магнезиальных скарнов (110 тел) с боратами и экзоконтактовые залежи известковых скарнов содержат касситерит и сульфиды. Небольшие секущие жилы инфильтрационных скарнов гранат-пироксенового состава и амфиболовые трубчатые тела залегают в карбонатной толще и несут довольно богатое оловянное и сульфидное оруденение. Мощность рудных тел составляет от 0,04 до 1–3 м, но иногда в раздувах достигает 25–30 м. По простиранию тела прослежены от первых десятков до 200 м, реже – до 700 м.

Минеральный состав месторождения очень сложный, в нем обнаружено до 70 эндогенных минералов. Из жильных минералов в нем чаще встречаются пироксен, актинолит, гранат, форстерит, клиногумит, везувиан, аксинит, волластонит, кальцит, кварц, людвигит, менее – ссайбелиит, котоит, сахаит, суанит и др. Среди рудных минералов преобладает магнетит, менее распространены сфалерит, арсенопирит, касситерит и еще менее – вольфрамит.

Содержание олова колеблется от 0,01 до 7,2%. В рудоносных скарнах встречаются: цинк – до 7,3%, трехокись вольфрама – до 0,26%, бериллий – более 0,01%, золото – 0,05–7,0 г/т, борный ангидрит – от 0,1 до 8,9%, изредка достигая 13,07%. На месторождении подсчитаны запасы олова по категории С<sub>2</sub> в количестве 8,8 тыс. т, прогнозные ресурсы олова по категории Р<sub>1</sub> составляют 35 тыс. т [Дорофеев и др., 1967ф; ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

На правом берегу р. Чыбагалах расположено *проявление олова Чыбагалах-II* (VI-2-11). На проявлении произведены поисково-оценочные работы [Эпов и др., 1965ф]. Вмещающие породы – мраморизованные, часто доломитистые известняки чибагалахской свиты, прорванные сателлитом гранитов Сечано-Иолтакского массива. Скарноворудные тела приурочены к контакту лейкократовых гранитов, реже они наблюдаются в 80–130 м от массива. Скарны образуют тела неправильной формы. Мощность их колеблется от 0,9–5 до 10–15 м (в раздувах), длина по развалам достигает 300–320 м. По минеральному составу скарноворудные образования рудопроявления существенно не отличаются от скарноворудных тел месторождения Чыбагалахское. Спектральными и химическими анализами в рудах установлены: олово – до 2%, окись бериллия – более 0,1%, золото – от 0,02 до 7 г/т, борный ангидрит – до 13,07%, вольфрам – 0,01–0,03%, висмут – 0,025% [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

*Рудопроявление олова Ваденей* (VI-2-12) расположено на левобережье р. Чыбагалах на площади 0,5 км<sup>2</sup>. На проявлении проведены поисково-оценочные работы [Эпов и др., 1965ф]. Здесь доломитистые и мраморизованные известняки сакынджинской и балгикакчанской свит верхнего ордовика интродуцированы лейкократовыми гранитами Сечано-Иолтакского массива.

В экзоконтактах последнего и у его апофиза залегают линзообразные тела сульфидизированных пироксеновых и гранат-пироксеновых скарнов, прослеженные до 50–425 м, при мощности 0,2–2,5 м, изредка до 15 м. На участке обнаружено 14 рудных тел. Минеральный состав руд представлен арсенопиритом, пирротинном, сфалеритом, касситеритом. Содержание олова в них – от 0,01 до 1,68 %, борного ангидрита – до 8,95 %, золота – 1 г/т [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

В верхнем течении р. Чыбагалах известно проявление олова *Озерное* (VI-2-18). На проявлении проведены поисковые работы [Эпов и др., 1965ф]. Здесь мраморизованные и доломитистые известняки сакынджинской и балгикакчанской свит верхнего ордовика пронизаны аплитовидными гранитами Сечано-Иолтакского массива. Рудные тела сульфидизированных, пироксеновых, гранат-пироксеновых, амфиболовых, магнетит-людвигитовых скарнов и людвигит-котоитовых кальцифиров образуют гнездообразные и линзообразные тела, залегающие в экзоконтактовых зонах интрузива, реже в удалении от него. Длина их – 40–150 м, мощность – до 14 м. Минеральный состав руд представлен арсенопиритом, пирротинном, сфалеритом и касситеритом. Содержание олова – от 0,01 до 2,72 %, борного ангидрита – от 0,48 до 10,58 %, золота – от 0,1 до 0,25 г/т [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

*Проявление Лесное* (VI-3-45) расположено в районе истока р. Иолтак и приурочено к южному экзоконтакту Саханьинского гранитоидного массива раннемелового саханьинского комплекса. Здесь в мраморизованных известняках нижнего силура прослежено тело пироксен-гранатовых скарнов с людвигит-сульфидным и людвигит-магнетитовым оруденением. Протяженность залежи – 150 м, средняя ширина – 3 м. Минеральный состав – магнетит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, антимонит, шеелит, котоит, датолит, тремолит. Олово связано с людвигитом. Содержание элементов (химический анализ): олово – 0,45 %, бор – 0,25 %, медь – 0,01 %, свинец – 0,01 % [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

*Проявление Молодежное* (VI-3-33) находится на правом берегу руч. Ярогындыя, левого притока р. Сакындыя. Здесь вдоль северного контакта раннемелового Саханьинского гранитного массива с нижнедевонскими известняками на протяжении 2,5 км развиты скарновые залежи (20 × 30 м) с людвигитовым и магнетит-людвигит-датолитовым оруденением, минерализованные пирротинном, халькопиритом и мелкими вкраплениями касситерита. С удалением от контакта преобладают гранат-пироксеновые скарны, содержащие шеелит. Главные компоненты: олово – 0,01–0,98 %, трехокись вольфрама – 0,1 %, бор – 0,25 %, второстепенные: кобальт – 0,01 %, свинец – 0,01 %, медь – 0,01 %, молибден – 0,02 %, висмут – 0,005 %, никель – 0,005 % [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

*Проявление Готулобын* (VI-3-56) расположено на левобережье р. Иолтак в истоках руч. Готулобын. Участок площадью 1,8 км<sup>2</sup> включает полосу ордовикских карбонатных отложений, которая узким языком (0,8 × 1,5 км) вдаётся в гранитоиды Сычанского массива раннемелового саханьинского комплекса. Породы дислоцированы и разбиты разломами субмеридионального направления. Рудные тела представлены пироксеновыми и амфиболовыми скарнами, кварцевыми, кварц-турмалиновыми и пегматоидными жилами. Наиболее оло-

воносны пироксеновые скарны, в меньшей степени – амфиболовые. Скарны слагают пластообразные и линзообразные тела неправильной формы мощностью до нескольких метров, протяженностью от десятков до первых сотен метров, содержат рассеянную вкрапленность пирита, пирротина, арсенопирита. На участке пройдено 39 канав, проведено копушное опробование [Вишневская и др., 1997ф]. Содержания элементов: олово – 0,05 %, трехокись вольфрама – 0,2–0,88 %, бор – 0,1 %, бериллий – 0,001–0,1 % [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

*Проявление Мариинское (VI-3-55)* расположено также на левобережье р. Иолтак. Здесь в северном экзоконтакте раннемелового Сыачанского гранитоидного массива, в скарнированных известняках раннеордовикского возраста на площади 4,8 км<sup>2</sup> развиты пироксеновые и амфиболовые скарны, кварц-турмалиновые и кварцевые жилы. Основными олово-вольфрамоносными телами являются амфиболовые скарны, содержащие вкрапленность касситерита, шеелита, вольфрамита. Мощность их – от 0,1–0,9 м до 2–9 м, протяженность до 300–400 м. Жильные образования представлены линзовидными и гнездообразными телами мощностью до 0,5 м, длиной до 25 м. Пройдено восемь канав и копуши [Вишневская и др., 1997ф]. Содержание главных компонентов: олово – 0,45–0,86 % (среднее – 0,23 %), трехокись вольфрама – 0,1–2,0 % (среднее – 0,2 %). Второстепенные: бериллий – 0,001–0,02 %, висмут – 0,01 %, литий – 0,01 %, бор – 0,01 % [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

*Проявление Аранасское (VI-3-35)* находится на левобережье Арангас-Юрях, правого истока р. Сакиндя. Здесь непосредственно у северо-восточного контакта Саханьинского массива раннемеловых гранитоидов с нижнедевонскими известняками на площади 450 × 150 м развиты пироксеновые и гранат-пироксеновые скарны с магнетит-людвигитовым сульфидным шеелитовым оруденением. Мощность скарновых залежей – от 0,2 до 15 м, протяженность – от 30 до 150 м. Рудные тела, выявленные в пределах скарнов, прослеживаются на 30–70 м при мощности от 0,2 до 1,5–3 м. Олово – 0,5–0,67 %. Золото установлено по единичным штучным пробам в сульфидных жилах и прожилках, на участках вкрапленных сульфидных руд среди гранат-пироксеновых скарнов. Содержание золота, по данным пробирного анализа, от 0,2 до 3,6 г/т. Содержания других элементов составляют: бор >1 %, медь – 0,05–0,25 %, свинец – 0,25 %, трехокись вольфрама – 0,002 %, молибден – 0,005 %, кобальт – 0,005 % [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Для проявлений Молодежное и Аранасское оценены прогнозные ресурсы бора по категории P<sub>2</sub>, которые составляют соответственно 1,50 и 1,44 тыс. т [Денисов Г. В., 2006].

Оловорудные объекты скарновой формации в отношении олова промышленного значения не имеют из-за незначительных параметров и сложной технологии переработки руд. Интерес могут представлять попутные компоненты – бор, золото, бериллий и, возможно, вольфрам.

*Оловорудная пегматитовая формация* наименее развита в пределах территории листа и представлена *проявлением Крайнее (III-4-20)*. Оловоносные пегматиты локализуются в восточной части Бакинського гранитоидного массива, сложенного породами омчикандинского комплекса. Пегматитовые линзы и гнезда длиной не более 10 м, состоящие из микроклина, альбита, кварца,

мусковита, содержат касситерит в виде кристаллов до 1–1,5 см. Концентрация олова колеблется от 0,01 до 23 % [ГК R-54-XXI,XXII, 1979]. Оловоносные пегматиты не являются промышленным типом оруденения для региона.

*Россыпная оловоносность и вольфрамоносность.* Как уже отмечалось выше, территория листа R-54 является крупнейшей в стране оловорудной провинцией. Неудивительно, что она представляется таковой и для россыпного олова. С учетом масштаба на карту вынесены 80 россыпных объектов (из них 12 – с вольфрамом). Все они представляют собой россыпи ближнего сноса, сформировавшиеся в зонах развития оловорудных объектов. Наиболее продуктивными их источниками являются оловоносные грейзены, а также жильные и штокверковые месторождения оловорудной турмалин-хлоритовой формации, при разрушении которых высвобождается в значительной мере крупный касситерит (до 3 см). Рудные тела прочих формаций формируют россыпепроявления, в которых преобладает мелкий касситерит. Благоприятными факторами россыпеобразования являются также достаточно глубокий эрозионный срез коренных источников и наличие вблизи них структурных «ловушек» (внутригорных впадин, зон тектонических уступов и т. п.).

Ниже приводится описание наиболее крупных и перспективных россыпных оловянных объектов.

*Россыпь Депутатская (V-2-1)* была открыта в 1947 г. Д. И. Кацем в результате работ Нижне-Индигирского РайГРУ. Россыпи эксплуатировались с 1950 г. и сегодня практически полностью отработаны. Основные запасы россыпного олова – около 90 % – были сосредоточены в долинных аллювиальных россыпях, наиболее крупные из которых залежали в долинах руч. Буревестник, р. Депутатская, руч. Орёл, дренирующих площадь крупного одноименного оловорудного месторождения касситерит-силикатной формации. Длина россыпей – от 0,7 до 7,4 км, ширина – от 20 до 700 м. Мощность песков – от 0,4 до 4,15 м, торфов – от 0,5 до 10,4 м. Содержание касситерита в среднем по отдельным ручьям от 140 до 3904 г/м<sup>3</sup> [Соловьев и др., 1993ф]. Запасы категорий А + В + С<sub>1</sub> составляют 1563 т [Комплексный Госбаланс запасов ... , 2018ф].

*Россыпь олова и вольфрама месторождения Одинокое (IV-5-25)* разведана скважинами колонкового бурения, относится к аллювиальным и делювиально-солифлюкционным образованиям района горы Одинокая. Аллювиальная россыпь ручьев Одинокий и Мокрый (левый приток руч. Одинокий) приурочена к слабо врезанным долинам ручьев, наследующим древние врезы долин глубиной 10–30 м. Россыпь непосредственно примыкает к рудному полю одноименного коренного месторождения олова. Долины имеют широкие днища и пологие склоны. Поймы узкие, переходящие в пологие делювиально-солифлюкционные склоны. Непосредственно на северо-восточном склоне горы Одинокая расположена склоновая россыпь. Она характеризуется плащеобразной формой, расширяющейся к подножью склона, где постепенно переходит в аллювиальную. Всего разведано три участка: россыпь руч. Одинокий длиной 5900 м, шириной 640 м; руч. Мокрый длиной 1950 м, шириной 230 м и склоновая россыпь площадью 907 000 м<sup>2</sup>. В плотике выявлено золото.

Продуктивные пласты представлены в табл. 11.

Характеристика продуктивных пластов месторождения Одинокое

Форма россыпи	Длина, м		Ширина, м		Мощность, м		Мощность торфов, м	
	от/до	средняя	от/до	средняя	от/до	средняя	от/до	средняя
Лентообразная		5900	120/1030	640	11/24	12,6	00/25	4,28
Лентообразная		1950	60/440	230	11/29	12,5	00/26	4,52
Плащеобразная	650/1950	1300	550/1350	700	11/16	5,45	00/6	0,12

Среднее содержание касситерита варьирует в пределах 50–1500 г/м<sup>3</sup>, составляя в среднем от 252,3 г/м<sup>3</sup> (забалансовые запасы) до 853,92–874,73 г/м<sup>3</sup> (категории А + В + С<sub>1</sub>, С<sub>2</sub>) (табл. 12). Продуктивный горизонт сложен аллювиальными галечниками с редким валунником с песчано-глинистым заполнителем позднеплиоцен-раннеплейстоценового возраста, отвечающими олерскому надгоризонту. Галечники перекрываются озерно-аллювиальными супесями и суглинками едомной свиты верхнего неоплейстоцена, представляющими основную массу торфов. В суглинках нередки линзы ископаемого льда мощностью до 1,5–2 м, загрязненного песчано-илистым материалом. По данным отдельных скважин, содержание касситерита в делювиальной россыпи – 50–3500 г/м<sup>3</sup>, мощность песков достигает 3,5–4 м, торфов – 1–1,5 м. Содержание касситерита неравномерное, линзовидное, струйчатое. В отдельных проходках в аллювиальных россыпях содержится до 2778 г/м<sup>3</sup> олова, в склоновой россыпи – 19 153 г/м<sup>3</sup>.

Таблица 12

Балансовые и забалансовые запасы олова, вольфрама, висмута, индия в россыпях месторождения Одинокое

Элемент	Среднее содержание в балансовых запасах, утвержденных ГКЗ, г/м <sup>3</sup>		Среднее содержание в забалансовых запасах, г/м <sup>3</sup>	Балансовые запасы, утвержденные ГКЗ, т			Забалансовые запасы, т
	А + В + С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		ЗБЗ	А + В + С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>	
Sn	853,92	874,73	252,3	53 300	1201	50 861	5256
WO <sub>3</sub>	45,2	45,16	45,27	2821	62	2787	943
Bi	2,77	3,12	2,78	173	4	173	58
In	0,1		0,1	5		5	1

Запасы песков в балансовых запасах, утвержденных ГКЗ, по категориям: А + В + С<sub>1</sub> – 62 418 тыс. м<sup>3</sup>; С<sub>2</sub> – 1373 тыс. м<sup>3</sup>; остатки А + В + С<sub>1</sub> – 61 374 тыс. м<sup>3</sup>.

Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> составляют 1846 т олова при объеме песков 1 693 000 м<sup>3</sup> и среднем содержании олова 1090 г/м<sup>3</sup>. Прирост запасов возможен за счет доразведки склоновой россыпи. В процессе обработки

предшественниками рекомендовано выявить ревизионными работами на россыпи руч. Ясный участки с балансовыми запасами; оценить повышенную знаковую зараженность долин ручьев, дренирующих восточную и западную приконтактные зоны гранитоидного массива; оценить целесообразность доизмельчения хвостов до 0,5 мм [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Россыпь Тирехтяхская (Дьяхтардахская) (V-4-16)* примыкает с севера непосредственно к Дьяхтардахскому рудному полю, приурочена к современному аллювию р. Тирехтях. В верховьях руч. Малыш, левого притока р. Тирехтях, переходит в делювиальную россыпь горы Рудная. В 1968–1969 гг. проведена предварительная разведка, с 1967 по 1991 год – разработка. Госрезерв с 1993 г. Длина россыпи р. Тирехтях – более 3,9 км (табл. 13), ширина – 50–275 м, средняя – 208 м, средняя мощность песков – 2,54 м, торфов – 3,6 м [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Таблица 13

**Характеристика россыпей олова центральной части листа R-54**

Название россыпи и номер на карте	Длина, км	Ширина, м	Мощность, м		Объем песков, тыс. м <sup>3</sup>		Содержание олова, г/м <sup>3</sup>		Запасы, т		
			торфов	песков	C <sub>1</sub>	ЗБЗ	C <sub>1</sub>	ЗБЗ	ABC <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	ЗБЗ
Тирехтяхская (V-4-16)	3,9	50–275 (208)	3,6	2,54	36	526	361	239	13		126
Намысахская (V-4-22)	3,2	20–200 (101)	1,2–15,6 (7,4)	3,2	615		629		387		126
Депутатская (V-2-1)	3	100–500			2149	1523	536	27	1154		42
Крутой (V-4-21,23)	4,0	40–150	5,58	3,25				187–818 (452)	436	357	

*Россыпь Намысахская (V-4-22)* в верховьях руч. Намысах (левый приток р. Уяндына, к западу от Дьяхтардахского месторождения) расположена к югу от Дьяхтардахского рудного поля. Проведена предварительная разведка в 1970–1972 гг., разработка с 1974 по 1999 год. Госрезерв с 2001 г. Длина россыпи, приуроченной к современному аллювию, более 3,2 км, ширина – 20–200 м, средняя – 101 м, средняя мощность песков – 3,2 м, торфов – от 1,2 до 15,6 м, средняя – 7,4 м. Содержание касситерита в песках в головке россыпи – 736 г/м<sup>3</sup>, в центральной части 1199–2959 г/м<sup>3</sup>, затем уменьшается до 747 г/м<sup>3</sup>. Среднее содержание олова в текущих запасах категории C<sub>1</sub> – 629,27 г/м<sup>3</sup>. Утвержденные запасы песков категории C<sub>1</sub> – 615 тыс м<sup>3</sup>, балансовые запасы олова категории C<sub>1</sub> – 387 т, забалансовые запасы олова – 126 т при содержании 239,54 г/м<sup>3</sup> [Денисов, 2006; Кравцов, 1974ф]. Перспективы прироста запасов исчерпаны [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Россыпь руч. Крутой*, притока руч. Врезанный (левый приток р. Уяндына, к западу от Дьяхтардахского месторождения) (V-4-21,23), расположена

в центральной части Намысахского рудного поля и приурочена к современному аллювию. Проведены поисково-оценочные работы. Длина промышленного контура – 4 км, ширина – 40–150 м, средняя мощность песков – 3,25 м, торфов – 5,58 м. Содержания касситерита в песках от 187 до 818 г/м<sup>3</sup>, в среднем 452 г/м<sup>3</sup>. Балансовые запасы олова категорий: С<sub>1</sub> – 436 т, С<sub>2</sub> – 357 т, прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub> – 300 т [Власов и др., 1988ф; Кравцов, 1974ф]. В настоящее время россыпь законсервирована. Источником является проявление Намысах (V-4-26), где в ороговикованных кремнисто-глинистых сланцах с кварц-сульфидными прожилками содержание олова достигает 3% [Бредюк и др., 1999ф; ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Вольфрам-оловянная россыпь руч. Омчикандя (IV-4-22)* дренирует рудное поле месторождения Полярное. Россыпь длиной около 6 км при средней ширине 325 м залегает на небольшой глубине (1,0–5,36 м). Приплотиковый пласт мощностью 8,71 м со средним содержанием вольфрама 340 г/м<sup>3</sup>, олова 401 г/м<sup>3</sup> приурочен к верхнеплиоцен-нижнелепесточеновым галечникам. На нижних горизонтах суммарное содержание касситерита и вольфрамита составляет участками в сумме до 4 кг/м<sup>3</sup>. Балансовые запасы олова по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 8486 т, С<sub>2</sub> – 990 т. Забалансовые – 5256 т [ГК R-54-XXI, XXII, 1979].

В аллювиальных отложениях речной сети, протекающей через рудное поле оловянного месторождения Тасаппа, сформировалось два россыпных объекта – руч. Мамонт и руч. Тасаппа. Россыпь *руч. Мамонт (V-1-7)* расположена в 5 км к юго-западу от месторождения Тасаппа. Среднее содержание олова – 415,81 г/м<sup>3</sup>. Балансовые запасы олова категорий А+В+С<sub>1</sub> – 2914 т, С<sub>2</sub> – 18 т. Забалансовые – 2645 т.

*Тасаппская россыпь* примыкает к одноименному коренному месторождению с северо-запада и тянется на 4,5 км. Запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> – 50861 т, С<sub>2</sub> – 6 т. Забалансовые – 910 т.

Наиболее крупными россыпными объектами Тенкелийского узла, стоящими на балансе, являются россыпь р. Тенкели, россыпь руч. Озерный и россыпи им. Э. М. Смольникова, ручьи Силир и Безымянный. *Россыпь олова р. Тенкели (III-3-11)* отличается крайне высоким средним содержанием полезного компонента – 1030,14 г/м<sup>3</sup> олова. Балансовые запасы олова А+В+С<sub>1</sub> – 7246 т, С<sub>2</sub> – 16 т. Забалансовые – 3955 т. *Россыпь руч. Озёрный (III-4-11)* локализована к северо-востоку от пос. Тенкели (нежил.) и является продуктом разрушения *проявления олова Чохчур (III-4-9)*. Балансовые запасы олова категорий А+В+С<sub>1</sub> – 3881 т, забалансовые – 281 т. *Россыпи им. Э. М. Смольникова, руч. Силир и Безымянный (III-4-7)* – это группа сходных по параметрам россыпных объектов в центральной части Тенкелийского узла, к северо-востоку от пос. Тенкели (нежил.). Среднее содержание олова – 599,17 г/м<sup>3</sup>, утвержденные запасы олова категорий А+В+С<sub>1</sub> – 5202 т, забалансовые – 2165 т. Важно отметить, что все объекты пространственно ассоциируют со вскрытыми или нескрытыми телами святоносского комплекса.

Формирование аллювиальной и делювиальной россыпей *Чурпуньинского узла (II-4-2)* связано с разрушением касситерит-кварцевых жил и турмалинизированных зон одноименного оловорудного месторождения. Элювиальная россыпь площадью 0,2 км<sup>2</sup>, залегающая на выровненной поверхности горы,



выявлена бортовым опробованием канав среди крупноглыбовых и щебнисто-глыбовых отложений с небольшим количеством глинозема. Оловоносный пласт мощностью 1,0–3,5 м залегает на глубинах от 0,0 до 10 м (средняя 0,65 м). На фоне содержаний касситерита от «знаков» до 2000 г/м<sup>3</sup> выделяются аномалии в 10–12 кг/м<sup>3</sup> над рудными телами. Совместно с касситеритом отмечен вольфрамит (среднее содержание 74 г/м<sup>3</sup>). Размер зерен: касситерита – 0,4–1,5 мм, вольфрамита – 1–10 мм.

Делювиальная россыпь юго-западного склона представляет собой пласт из четырех струй с параметрами (300–700) × (1200–1400) м. Мощность делювия вниз по склону резко возрастает от 10,3 до 45,0 м (средняя 23,0 м), мощность оловоносного пласта также непостоянна (от 1 до 11 м) при средней мощности 5,5 м. Среднее содержание касситерита в струях – от 16 до 112 г/м<sup>3</sup>.

Делювиальная россыпь северо-восточного склона состоит из трех струй шириной 80, 200 и 1300 м при длине 1100–1500 м. Среднее содержание олова – 38–82 г/м<sup>3</sup> на пласт средней мощностью 4,5 м при глубине залегания 8,5 м. В отдельных пробах содержание касситерита достигает 1860 г/м<sup>3</sup>.

Ниже по склону в верховьях руч. Чурпунья делювиальная россыпь переходит в аллювиально-делювиальную. Элювиально-делювиальная россыпь горы Чурпунья детально разведана и частично оценена. Запасы по категории С<sub>2</sub> олова – 6652 т.

Единственная в Полоусненском районе озерная россыпь (IV-3-6) выявлена на юго-западном побережье оз. Баки. Касситерит в повышенных концентрациях (до 172 г/м<sup>3</sup>) сосредоточен в 40-метровой полосе вдоль берега. Характерна высокая степень сортировки и высвобождения полезного компонента. К центру озера содержание олова уменьшается до 1–10 г/м<sup>3</sup>. Протяженность россыпи – 400 м. Мощность песков – 7–19 м, торфов – 68 м. Ориентировочные запасы – 29 т. Россыпь недоразведана. В настоящее время промышленного значения не имеет [ГК R-53-(55) – Депутатский, 1992].

**Ртуть. Ртуть, золото.** Подавляющее большинство ртутных объектов расположено в южной части площади листа, в Селеннях-Уяндинском междуречье, и приурочено к выходам палеозойских комплексов Селенняхской складчато-надвиговой зоны, значительно меньшее количество установлено в северной части листа, в пределах Полоусненской складчато-надвиговой зоны, у границы с эпипозднекиммерийской платформой. Преобладают комплексные объекты с золотом, а также с золотом и сурьмой. Известно три малых месторождения (Гал-Хая (V-3-31), Северное (V-3-35), Среднее (VI-3-11), 33 проявления и четыре пункта минерализации. Подавляющее большинство объектов относится к ртутной аргиллизитовой карбонатной формации, которая представляет промышленный интерес.

Галхайнский, Калыханский, Тарынг-Юряхский и Солорюнский рудные узлы включают более 90 % от количества всех ртутных объектов в пределах территории листа. Все они достаточно схожи в геологическом строении: ордовикские, силурийские и девонские карбонатные толщи, подвергшиеся длительному разновозрастному тектоническому воздействию, приведшему к образованию сложной складчато-надвиговой структуры, что предопределило кулисообразное распределение рудных зон. Рудные объекты располагаются

в виде цепочек вдоль надвигов, в основном вдоль висячих блоков. Рудные поля характеризуются интенсивным окварцеванием и сульфидизацией вдоль рудоконтролирующих разломов. Рудные тела представлены секущими жилами, приуроченными к трещинам отрыва и скола, сближенными субпараллельными минерализованными зонами дробления и штокверковыми зонами. Наиболее распространенными являются проявления, в которых рудные тела представлены зонами дробления, пронизанными тонкими кварц-карбонатными или кварц-сульфидными прожилками. На участках пересечения разломов образуются значительные по размерам раздувы с обогащенными киноварью линзами и гнездами, на глубину представляющие рудные столбы. Содержание ртути колеблется от 0,08–2,2 до 18 %. Наиболее типичным является месторождение Гал-Хая.

*Месторождение Гал-Хая (V-3-31)*, расположенное в верховьях левых притоков р. Себикчан, открытое и частично разведанное в 1965 г. [Галкин и др., 1966ф] как сугубо ртутное, после обнаружения там золота является примером золоторудной ртутно-сурьмяной формации предположительно карлинского тренда, нового нетрадиционного типа крупномасштабных месторождений в карбонатных породах [Суплецов, 1997]. В дальнейшем на нем проводилась предварительная разведка [Липчанский, 1970ф; Супрунов и др., 1968ф]. Госрезерв с 1994 г. Поисковые работы на золото велись до 2008 г. [Галкин, 1971ф; Галкин и др., 1966ф; Князев и др., 1999ф; Морозов и др., 2008ф]. Месторождение приурочено к серии чешуй в зоне Намысахского надвига и локализовано в известняках балгикакчанской свиты верхнего ордовика и развитых по ним тектонических брекчиях. Простираение пород и зон брекчий субмеридиональное, с падением на восток под углом 65–90°. С востока на известняки полого с незначительной амплитудой надвинуты углеродисто-глинистые сланцы нижнесилурийской ухватской свиты [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. На ордовикские и силурийские толщи надвинуты девонско-каменноугольные, которые, возможно, перекрывали месторождение по аналогии с объектами карлинского тренда. Прослежена серия мощных (до 60 м) сульфидизированных зон дробления, где обломки окварцованных известняков цементированы бурой глиной и кварц-карбонатной массой. В зонах дробления локализуется промышленное оруденение киновари, сопровождающееся золотым оруденением. Месторождение представляет собой сочетание зон типичных джаспероидов с жильными линзовидными телами разнообразных брекчий кальцит-флюорит-киноварного состава. В рудах открыт новый редкий минерал таллия – галхаит, впоследствии обнаруженный в рудах месторождения Карлин. Показательна повышенная углеродистость руд и геохимические аномалии таллия, содержание которого достигает первых сотен г/т [Суплецов, 1997]. Рудоподводящие субширотные разломы определили контуры месторождения, а диагональные обусловили распределение оруденения в рудной зоне и размещение в ней обогащенных и безрудных участков. Наибольшая ширина зоны и повышенная рудоносность установлены в участках пересечения ее рудораспределяющими диагональными разломами. Контуры ртутной минерализации как на поверхности, так и на горизонте подземных горных выработок практически совпадают, что свидетельствует о крутом падении рудной зоны. Скважинами установлено оруденение на глубину 150–160 м.

Околорудные изменения вмещающих пород представлены сульфидизацией, доломитизацией, окварцеванием, кальцитизацией, мраморизацией в полосе шириной 200–500 м. Сульфидизация (пирит, арсенопирит, халькопирит, аурипигмент, киноварь) характеризует преимущественно рудную стадию оруденения и приурочена к основным разломам. Сульфиды образуют в доломитизированных известняках рассеянную вкрапленность или тонкие прожилки и вкрапленность по зонам дробления. Внутреннее строение наиболее изученной зоны Главная обусловлено многочисленными разнонаправленными трещинами, наличием разветвлений, раздувов, пережимов и выклиниваний.

Промышленное оруденение локализовано в центральной части зоны в интервале 600 м и представлено двумя кулисообразными телами протяженностью 250 и 120 м, мощностью 2 и 8,5 м. Простираение рудных тел северо-северо-восточное. Оруденение имеет линзообразно-гнездообразную форму, беспорядочно размещено в пределах рудных тел. Средние размеры обогащенных участков – от 10 до 40 см. Содержание и распределение ртути крайне неравномерное, колеблется от 0,1 до 5,7 %, среднее – 0,6 %, имеет тенденцию убывания с глубиной. Вертикальный размах оруденения – 40–100 м. Минеральный состав рудных – киноварь, пирит, антимонит, реальгар, аурипигмент, халькопирит, блеклая руда. Жильные минералы – кальцит, кварц с подчиненным количеством доломита, барита, флюорита. Зона окисленных руд развита незначительно и представлена сульфатами и гидроокислами железа; киноварь переходит в метациннобарит. Кроме ртути присутствуют медь – 0,01 %, свинец – 0,04 %, цинк – 0,13 %, сурьма – 0,01 %. Содержание золота на месторождении колеблется от 0,1 до 10 г/т, редко до 30 г/т, средневзвешенное содержание золота по рудным телам – от 0,553 до 3,34 г/т (среднее по месторождению 1,75 г/т).

Внутри ртутоносной зоны в ходе прогнозно-поисковых работ [Морозов и др., 2008ф] выявлено девять золоторудных тел мощностью от 0,3 до 11,1 м и длиной от 30 до 250 м, сменяющих друг друга по простиранию и прослеженных по падению на 80 м с содержанием золота 0,1–3,6 г/т. Рудные тела приурочены к крутопадающим послонным, реже секущим трещинам субмеридионального простирания и представлены зонами интенсивного дробления, сложенными глинами и обломками пород с обильными прожилками кальцита, линзовидными жильными телами киноварь-флюорит-кальцитового состава, а также различного рода метасоматитами и гидротермалитами. Руды характеризуются высокой углеродистостью, подчеркиваемой присутствием битума. Скважинами установлено золото до глубины 42,5 м (1,2–1,842 г/т).

Основное количество проб с золотом с содержанием 1,0–3,0 г/т приурочено к вмещающим породам висячего блока взбросо-надвига – глинисто-известковистым сланцам ухватской свиты. В одной пробе, представленной темно-серыми известняками с прожилками кальцита, содержание золота достигает 10 г/т. Золото также установлено на северо-восточном и восточном флангах месторождения в количестве 0,84–2,1 г/т в брекчированных окварцованных известняках, а на юго-западном фланге – до 5 г/т в сульфидизированных известняках.

Запасы ртути: категорий  $C_1$  – 0,362 тыс. т,  $C_2$  – 0,098 тыс. т, прогнозные ресурсы: категории  $P_2$  – 0,075 тыс. т,  $P_3$  – 3 тыс. т. Общие прогнозные ресур-

сы: золота категории  $P_2$  составляют 0,423 т, в том числе 48 кг с содержанием 3,32 г/т. На месторождении рекомендовано проведение оценочных работ для обеспечения промышленной оценки месторождения на золото с подсчетом запасов золота категории  $C_2$  [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*Месторождение Северное (V-3-35)*, расположенное в верховьях левого притока р. Себикчан, приурочено к тектоническому контакту органогенно-обломочных алевролитистых известняков и глинистых сланцев калычанской свиты и надвинутых на них плотных окварцованных доломитизированных органогенно-детритовых известняков сакынджинской свиты [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]. В плане рудное тело имеет изометричную форму размером  $60 \times 50 \text{ м}^2$ . Оруденение локализовано в висячем блоке разлома, представлено штокверковыми зонами и прослежено на глубину в виде рудных столбов штольнями и скважинами. Наиболее богатое оруденение концентрируется в виде согласных зон дробления мощностью 0,5–4 м в трещинах отрыва, линз и гнезд мономинеральной руды. Среднее содержание ртути – 2,86–3,8 %. Запасы ртути категории  $C_{1+2}$  составляют 0,171 тыс. т, прогнозные ресурсы категории  $P_2$  – 0,24 тыс. т,  $P_3$  – 3 тыс. т, прогнозная оценка на глубину – 1,5 тыс. т [Денисов, 2006; Галкин и др., 1966ф]. Видимое золото обнаружено только в протолочках при переопробовании канав в количестве 2–9 знаков, в бороздочных пробах – 0,03 г/т. Золото размером  $0,15 \times 0,15 \text{ мм}$  комковатое, дендритовидное, светло-золотисто-желтого цвета, иногда с красноватой побегалостью [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Установленная золотоносность месторождения Гал-Хая и других комплексных проявлений ртути: Ольховое (V-3-36) – до 0,2–0,5 г/т, Останцовое (V-3-40) – 0,5–1,0 г/т, Топкий (V-3-74) – 1–3 г/т позволяет отнести к ним (по сходным характеристикам и признакам) еще целый ряд комплексных рудных объектов, где золото пока не обнаружено или присутствует в незначительных количествах, но предполагается на флангах и более глубоких горизонтах. Все эти объекты локализованы также в зонах дробления вблизи крупных надвигов и взбросов в карбонатных породах ордовика и силура на контакте с углеродисто-глинистыми сланцами. Остальные многочисленные объекты, приуроченные к той же обстановке, на золото не опробованы. Логично предположить, что золото там может быть обнаружено при дальнейшем опробовании. В Гал-Хаинском рудном узле прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$ , рассчитанные по геохимии, составляют 50,2 т [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров и др., 2010ф].

*Проявление Догор (VI-3-12)* в левом притоке р. Сакындя приурочено к сложной тектонической зоне и локализовано в известняках и переслаивающихся с ними углисто-глинистых и известково-глинистых сланцах. Рудные тела (5) выражены минерализованными зонами дробления мощностью 3–5 м, протяженностью 300–320 м. Содержание ртути – до 5,84 %, среднее по трем рудным телам – 0,26–0,63 %, золота – 0,01–0,5 г/т. Запасы ртути по четырем рудным телам категории  $C_2$  – 0,224 тыс. т, прогнозные ресурсы категории  $P_2$  – 0,300–0,350 тыс. т [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров и др., 2013ф].

Расположенные в непосредственной близости проявления Крутое (VI-3-2), Новое (VI-3-8), Постой (VI-3-9), Скрытое (VI-3-15), Раннее (VI-3-16), Ночное (VI-3-23) и др. сходны по строению. Запасы ртути категории  $C_2$ : Крутое – 77 т,

Новое – 60,1 т, Скрытое – 22,4 т, Раннее – 52,2 т. Прогнозные ресурсы ртути категории  $P_1$ : Скрытое – 0,326 тыс. т,  $P_2$  – Постой – 0,168 тыс. т, Скрытое – 0,450 тыс. т, Раннее – 0,200 тыс. т [Денисов, 2006; Буянкин, 1999ф; Вишнева-ская и др., 1997ф; Назаров, Галкин, 1964ф].

На проявлениях Змейка (VI-3-22), Ус (VI-3-24), Западное (VI-3-26) рудные тела представлены минерализованными зонами дробления в известняках мощностью от 1,1 до 15–20 м и протяженностью от 1,5 до 2,5 км, часто пронизанными кварцевыми и кварц-карбонатно-сульфидными жилами и прожилками с киноварью, редко пиритом. Оруденение неравномерное, образовано вкрапленными, прожилковыми и массивными рудами. Содержание ртути колеблется от 0,01 до 7,1 %. Присутствует золото – до 2,3 г/т. Запасы ртути категории  $C_2$ : Змейка – 0,0277 тыс. т, Западное – 0,0097 тыс. т, Уччугей – 0,0051 тыс. т; прогнозные ресурсы категории  $P_2$ : Змейка – 0,050 тыс. т, Ус – 0,0016 тыс. т, Уччугей – 0,010–0,015 тыс. т, Западное – 0,015–0,020 тыс. т [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

Проявления ртути Мир (VI-3-47) и Солонец (VI-3-48) сосредоточены в Солорюн-Таландинском пакете пластин, локализованы в терригенно-карбонатных отложениях ордовика и силура и представлены зонами дробления в известняках с кварц-карбонатными жилами и прожилками с вкрапленностью и гнездами киновари, антимонита, халькопирита, галенита, сфалерита, пирита. Ртуть – 0,01 – 0,6 %, сурьма – 0,1–1,0 %, серебро – до 30 г/т, золото – 0,01–0,2 г/т, свинец – 1 %, цинк – 1 %, мышьяк – 1 %. Присутствуют барий – до 1,0 %, молибден – 0,001 %, бериллий – 0,05–0,2 % [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

Остальные проявления и пункты минерализации, расположенные в южной части листа и приуроченные к дислоцированным, преимущественно карбонатным комплексам ордовика–силура, по своему строению сходны с проявлениями, отличаясь от последних только меньшими параметрами и содержаниями полезных компонентов.

**Мышьяк.** Мышьяк является одним из наиболее распространенных элементов в пределах территории листа, однако объекты ни по масштабам, ни по содержанию не представляют промышленной ценности и являются лишь поисковым признаком для ртутной аргиллизитовой карбонатной, оловорудно-турмалин-хлоритовой, золото-кварцево-сульфидной, золоторудной аргиллизитовой и других формаций.

Большая часть объектов локализована среди терригенных и вулканогенных пород мезозоя либо в пределах интрузий и относится к гидротермальному типу. Основным минералом мышьяка является арсенопирит, в объектах золоторудной аргиллизитовой встречаются аурипигмент и реальгар. Содержание мышьяка составляет в среднем от 0,05 до 1 %. Высокие содержания мышьяка (1–3 %) зафиксированы в сульфидизированных кварцевых, кварц-турмалиновых жилах и минерализованных зонах дробления в эндо- и экзо-контактных зонах гранитоидных массивов (пункты минерализации III-6-13, 14; IV-4-7) [ГК R-54-XVII, XVIII, 1979].

**Сурьма.** В пределах листа установлено одно проявление (Сылгы-Тиис IV-2-21) и 13 пунктов минерализации собственно сурьмы; одно проявление сурьмы с золотом (Тонкичанское-1 V-3-17); проявление сурьмы с ртутью (Бир III-3-6); одно проявление (Секдекун-I VI-3-40) и пункт минерализации (VI-3-58) сурьмы со свинцом и цинком; один пункт минерализации сурьмы с цинком и литием (IV-1-9).

Сурьмяное оруденение приурочено к зонам крупных разломов, разграничивающих крупные структуры. Основная масса сурьмяных руд сосредоточена в секущих крутопадающих жилах или согласных пластообразных залежах, иногда наблюдаются штокверкообразные зоны. Главным рудным минералом является антимонит, редко бертьерит. Кроме того, сурьма выявлена в свинцово-цинковых, оловянных, ртутных и золотых рудах, где входит в состав сульфосольных соединений свинца, меди и серебра. Характерными минералами, сопровождающими сурьмяное оруденение, являются пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, блеклые руды. Аналитически устанавливается почти постоянное присутствие олова, серебра, меди, часто встречаются золото и ртуть. Среди жильных минералов основными являются кварц и карбонаты, реже диккит, серицит, хлорит, эпизодически встречаются турмалин и эпидот.

Сурьмяное оруденение относится к двум формациям: сурьмяной аргиллитовой и золото-сурьмяной березитовой.

Наибольший интерес в практическом отношении имеют проявления золото-сурьмяной формации, образовавшейся путем совмещения сурьмяного оруденения с более ранним золотым [Индолев и др., 1980; Эпов и др., 1985ф]. Для этой формации характерно присутствие золота, пирита, арсенопирита. Золото связано с двумя фазами минералообразования. Раннее золото (пробность 800) коррелируется с мышьяком, позднее (пробность достигает 999) – является переотложенным и ассоциирует с сурьмой.

*Проявление комплексное Тонкичанское-1 (V-3-17) сурьмы и золота, расположенное на правом борту р. Тонкичан, приурочено к двум дайкам интенсивно измененных березитизированных диоритов бакы-дербекинского комплекса и отнесено к золото-сурьмяной березитовой формации. Дайки мощностью 2,9–3,6 м минерализованы антимонитом, реже пиритом, халькопиритом. Среднее содержание сурьмы – 2,55–20,5 % в первой дайке, 2,55–10,38 % – во второй. Содержание золота – 0,2–1,0 г/т. В отдельных пробах отмечается серебро до 401,3 г/т. Прогнозные ресурсы сурьмы категории P<sub>2</sub> определены в 10 тыс. т [Соловьев и др., 1993ф], золота категории P<sub>3</sub> – 3,0 т. На проявлении требуются дополнительные поисковые работы [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров, 2010ф].*

К золото-сурьмяной березитовой формации также отосится ряд объектов сурьмы со свинцом и цинком: *проявление Секдекун-I (VI-3-40) и пункт минерализации (VI-3-58)*. Проявление Секдекун-I, расположенное в истоках р. Секдекун (правый приток р. Тарынг-Юрях), приурочено к экзоконтакту Кутурукского гранодиоритового массива арга-эмнекенского комплекса и представлено тремя кварц-сульфидными и кварцевыми жилами мощностью 0,2–2 м, протяженностью до первых сотен метров. Вмещающие кремнистоглинистые сланцы окварцованы и сульфидизированы в полосе шириной 50 м на протяжении 100 м, а известняки скарированы. Рудные минералы – пирит,

галенит, сфалерит, антимонит, киноварь, арсенопирит, халькопирит. Сурьма – 0,05–1 %, свинец – 1 %, цинк – 1 %, золото – 0,1 г/т, ртуть – 0,02–0,6 %, висмут – 0,1 %, медь – 0,1 %. В пунктах минерализации содержания элементов аналогичны и отличаются только меньшими параметрами оруденения [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

На *проявлении сурьмы и ртути Бир* (III-3-6) оруденение контролируется магмовыводящим разломом и локализуется в своде антиклинали, сложенной терригенными породами. Рудными телами являются две зоны дробления с антимонитовым и киноварь-галенитовым оруденением, обнажающиеся в борту реки. Антимонитовое рудное тело (0,7 × 40 м) представлено зоной дробления осадочных пород с массивными и брекчиевыми рудами. Первые образуют линзы (1 × 0,5 м) тонкозернистого антимонита с содержанием сурьмы 20,77 %. Основными минералами руд являются антимонит и кварц, отмечены киноварь, галенит, халькопирит. Средние содержания элементов по этому рудному телу: сурьма – 2,4 %, ртуть – 0,2 %, мышьяк – 0,08 %. Киноварь-галенитовое рудное тело (0,6 × 15 м) характеризуется низкими содержаниями сурьмы (до 0,41 %) и высокими концентрациями других элементов: ртуть – 7,5 %, свинец – 18,2 %, серебро – 860 г/т, цинк – 1,86 %, золото – 0,2 г/т. Кроме того, на проявлении выявлена зона сульфидно-кварцевых прожилков с содержанием меди до 13,1 %. Проявление недоизученное, перспективное [ГК R-54-XV, XVI, 1980].

Сурьмяное оруденение *проявления Сылгы-Тиис* (IV-2-21) связано с кварцевыми жилами и зоной дробления длиной 300–500 м, получивших развитие в экзоконтакте даек риолитов и диоритовых порфиритов. Жильные минералы – кварц, кальцит, сидерит, манганосидерит; рудные – блеклые руды, пирит, халькопирит, борнит; вторичные – лимонит, малахит, азурит. Содержание сурьмы – от 2,2 до 3,45 %. перспективное [ГК R-54- XIX, XX, 1979].

В большинстве пунктов минерализации содержания сурьмы не превышают 10 %.

По масштабам оруденения и содержанию сурьмы объекты не представляют промышленной ценности, но могут использоваться как поисковый признак золото-сурьмяных, золото-сурьмяно-ртутных и золоторудных полиметаллических объектов.

**Висмут.** Собственно висмутовое оруденение встречается крайне редко и локализуется в роговиках экзоконтактов раннемеловых гранитоидных интрузий, реже в апикальных частях интрузий в кварцевых, турмалин-кварцевых жилах и окварцованных зонах дробления. Минералы висмута представлены висмутином, самородным висмутом, галеновисмутином, базовисмутином, тетрадимитом, виттихенитом и другими сульфовисмутитами. Более распространен висмут в качестве второстепенного компонента в оловорудных и золоторудных объектах.

Висмутовые объекты представлены проявлением – Горелое-I (IV-6-18) и тремя пунктами минерализации (II-4-3; IV-5-57; VI-2-21).

Комплексные объекты представлены никель-кобальт-висмутовым проявлением Болотное (IV-5-43) и висмут-золоторудным пунктом минерализации (IV-3-37).

*Проявление висмута Горелое-1 (IV-6-18)* расположено в истоках р. Фена (левый приток р. Аллаиха) и представлено четырьмя зонами северо-восточного простирания с сульфидизированными дайками риолитов среди сульфидизированных и раздробленных песчаников. Зоны прослежены на 100–250 м при мощности 0,5 м. Рудные минералы в виде редкой вкрапленности, мелких гнезд и прожилков в кварце и вмещающих породах представлены халькопиритом, борнитом, ковеллином, арсенопиритом, пиритом, самородным висмутом. Висмутином, молибденитом, сфалеритом, галенитом, вольфрамитом, реже графитом, рутилом, ильменитом (в аншлифах). В зоне окисления – малахит, гидрогётит. Висмут – 0,1 %; медь – 0,5 %; свинец – 1 %; индий – до 0,0005 %. Штуфные пробы [Бояршинов, 1969ф; ГК лист R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

*Проявление висмута, кобальта и никеля Болотное (IV-5-43)* в истоках р. Камелькан-Окат представлено сульфидизированными песчаниками в зоне северо-восточного простирания мощностью 0,3 м при протяженности 45 м. Вкрапленность арсенопирита, глаукодота, халькопирита, пирита, налеты эритрина. По результатам штуфного опробования, содержания составили (%): висмут – 0,5–1,0 %; кобальт – 0,1 %; никель – 0,1 %; сурьма – 0,05–0,1 %; трехокись вольфрама – 0,1, свинец – 0,1–0,5, цинк – 0,1, медь – 0,1, мышьяк – 0,5. В 200 м к северу в песчаниках – брекчия, сцементированная кварцем с сульфидами, содержит серебро до 10 г/т. Пункты минерализации аналогичны по строению и содержанию элементов, отличаются только меньшими параметрами (висмут – 0,1–0,2 %). Формационная принадлежность не установлена [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

Пункт минерализации с повышенными содержаниями висмута (VI-2-21) представлен минерализованной зоной дробления в эндоконтактной зоне крупнозернистых биотитовых гранитов Хадараньинского массива. По данным спектрального анализа установлено содержание (%): Вi – 0,75, Мо – 0,1–0,01, Со – 0,01–0,05 [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015].

Висмутовая минерализация отмечена в ряде золоторудных объектов, где висмут обычно ассоциирует с кобальтом и золотом (проявления Северное IV-5-51, Улуу IV-5-50, Эгеки V-5-2). Минералы висмута представлены в них сафлоритом, висмутином, самородным висмутом, реже сульфовисмутитами свинца. На проявлении Эгеки отмечен теллуровисмутин. Содержания висмута не превышают 0,5 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Повышенные содержания висмута (от 0,1 до 1 %, реже более) характерны для проявлений касситерит-кварцевой (Максунуохское, уч. Западный (I-3-7), Явтахское IV-1-12 и др.) и золото-свинцово-цинковой березитовой (Элинджинское IV-5-41) формаций [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

Самостоятельную промышленную ценность висмутовое оруденение не представляет. Висмут может извлекаться попутно при разработке золотых и оловянных месторождений.



## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Бериллий.** В пределах листа изучены три комплексных берилл-вольфрамовых проявления: Центрально-Такалканское (V-2-17), Сетанджинское (V-2-18), Тальниковое (V-2-19) и один пункт минерализации (IV-2-22).

Наиболее значительное бериллиевое оруденение связано с бериллиевыми грейзенами в апикальных частях гранитоидных массивов и в ороговикованных породах верхоянского комплекса в надинтрузивной зоне. Небольшая часть бериллиевых объектов связана с редкометалльными пегматитами и кварцевыми жилами. Бериллиевая минерализация представлена бериллом и хризобериллом, иногда берtrandитом. В большей части проявлений бериллий присутствует в виде изоморфной примеси в породообразующих минералах (альбит, микроклин, мусковит, лепидолит, турмалин, гранат, кварц) [Эпова и др., 1985ф].

Типичным представителем формации бериллиевых грейзенов является проявление *Центрально-Такалканское* (V-2-17), расположенное в 50 км южнее Депутатского оловорудного узла. Объект приурочен к участку грейзенизации (30 км<sup>2</sup>) в центре Такалканского массива раннемеловых гранитов. Наиболее ранние рудные тела – пегматиты представляют некоторый практический интерес как источник крупнокристаллического берилла (0,4 × 2 см), поддающегося ручной разборке. Основное значение имеют грейзеновые тела: штокверкоподобные линейные зоны (1–4 × 60–300 м) прожилковой грейзенизации турмалин-слюдисто-кварцевого состава и мощные (до 10 × 70 м) линзовидные тела топаз-слюдисто-кварцевых грейзенов. Грейзены содержат берилл, вольфрамит, касситерит, монацит, ксенотим, берtrandит, циркон и др. Берилл мелкокристаллический, иногда составляет до 35 % прожилковой массы. В прожилках встречаются также гнезда (до 20 см) с крупнокристаллическим (до 3 см) бериллом. Содержание бериллия в рудных телах колеблется от 0,005 до 0,5 %, редко достигая 1 % и более (среднее содержание по месторождению – 0,1 %) вольфрама – до 1–1,5 % [Эпова и др., 1985ф].

В пределах южного и восточного эндоконтактов Такалканского массива бериллиевое оруденение (проявления Сетанджинское (V-2-18) и Тальниковое V-2-19) локализуется на участках прожилковой грейзенизации кварц-турмалинового и кварц-турмалин-флюоритового состава с гнездами (до 30 см) берилла и вольфрамита. Содержание бериллия – до 0,4 % (среднее 0,01 %), трехоксида вольфрама – до 0,3 %. Установлены повышенные содержания иттрия (до 1 %) и иттербия (до 0,1 %) [ГК R-54-XXV, XXVI, 1978].

**Литий.** В пределах листа литий чаще всего присутствует в качестве сопутствующего компонента в оловяных и вольфрамофых рудах, а также приурочен к зонам грейзенизации и альбитизации гранитоидных массивов, реже к кварц-сульфидным жилам в ороговикованных осадочных породах экзоконтактов интрузивов. Всего известно три пункта минерализации собственно лития (IV-1-10; V-2-14, III-2-5), где повышенные содержания связаны с сульфидизированными брекчиями и кварц-сульфидными жилами, а также ороговикованными осадочными породами ближнего экзоконтакта.

Максимальное для района литиевое оруденение выявлено на месторождении Одинокое (IV-5-20) (см. разд. «Олово»), где повышенные концентрации окиси лития (0,1–0,46 %) тяготеют к грейзенизированным гранитам южного и юго-западного эндоконтактов одноименного штока полярнинского комплекса.

В пределах территории листа промышленную значимость литиевое оруденение может иметь только при попутном извлечении при производстве оловянного концентрата.

**Тантал и ниобий.** В центральной части листа выделено два пункта минерализации тантала (V-4-30,35), локализованных в метасоматически измененных вулканитах альбской джахтардахской свиты и породах ордовика вблизи альбского джахтардахского вулканического поля. Содержание тантала колеблется от 0,098 до 0,84 %, урана – 0,0008–0,008 %. Редко присутствуют торий до 0,003 %, свинец до 0,012 %, цинк до 0,05 %, барий до 0,283 %, ниобий до 0,002 %. Объекты не имеют промышленного значения, однако служат поисковым признаком уранового оруденения [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

Известно также два пункта минерализации ниобия (VI-3-30,39), находящиеся в бассейне р. Секдекун (правый приток р. Тарынг-Юрях). Объекты приурочены либо к пегматитам, либо к дайкам щелочных сиенитов томмотского комплекса с тонкими прожилками кварца и флюорита, содержащими пирит и гематит. Содержание ниобия достигает 0,01–0,1 %, что не представляет промышленного интереса. В качестве сопутствующего элемента ниобий присутствует в Томмотском проявлении редких земель, где содержание ниобия достигает 0,7 %. Оруденение условно отнесено к формации редкометалльных пегматитов [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Значительное тантал-ниобиевое оруденение отмечено в пределах *месторождения Полярное* (IV-4-21). Рудное поле площадью 4 км<sup>2</sup> сложено средними и крупнозернистыми гранитами полярнинского комплекса, прорванными небольшими телами гранитов. Рудные тела – кварц-касситерит-вольфрамитовые и кварц-топаз-флюоритовые жилы шириной 0,2–8 м и протяженностью 100–300 м, штокверкообразные зоны локализуются в грейзенизированных гранитах и зонах мусковит-топаз-кварцевых грейзенов в эндоконтактовой и апикальной частях массива. Установлена повышенная тантало- и ниобийность вольфрамита (соответственно 0,56 и 1,16 %) и касситерита (0,13 и 0,25 %), а в отдельных пробах из рудовмещающих грейзенизированных гранитов обнаружены зерна танталита–колумбита [ГК R-53-(55) – Депутатский, 1992]. Содержание тантала в рудах – 0,031 %, ниобия – 0,048 %, что делает рентабельным извлечение их из шлаков при переработке оловянных и вольфрамовых руд [Филимонов и др., 1983ф].

В вольфрамо-оловянной россыпи руч. Омчикандя, связанной с размывом месторождения Полярное, присутствуют танталит-колумбит и редкоземельный минерал с содержанием тантала и ниобия от 0,03 до 0,35 %. Запасы тантала и ниобия в россыпях Омчикандинского узла непромышленные, однако могут извлекаться попутно с основными полезными ископаемыми.

**Германий.** Единственный пункт минерализации германия (VI-4-27) расположен на правом борту долины р. Хатыннах-Сала. Германий выявлен в хлоритизированных известково-глинистых сланцах сычаганской свиты нижнего силура с прожилками кварц-кальцитового состава, вкрапленностью пирита, галенита и сфалерита. Содержание германия в штучных и литохимических пробах превышает 0,1 %. Объект не представляет практического интереса. Формационная принадлежность не установлена [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

**Кадмий.** Известен один пункт минерализации с повышенными содержаниями кадмия (VI-2-16) в минерализованной зоне дробления в песчаниках у восточного контакта Хадараньинского массива. Концентрация кадмия в обогранных песчаниках – 0,05 % [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020].

**Редкие земли.** В пределах территории листа известно 12 собственно редкоземельных объектов (IV-6-30; V-5-14,47; V-6-1,6,20,26; VI-1-4; VI-4-11, 20,32,35) и два – редких земель с золотом (Томмотское (VI-4-17) проявление и пункт минерализации (V-6-3)).

В пределах восточной части листа выявлено три пункта минерализации редких земель (V-6-3,20,26) (один из них (V-6-3) с золотом), приуроченных к альбским образованиям Джаятардах-Олойского пояса: первый к образованиям джаятардахского плутонического комплекса, второй к эффузивам джаятардахского вулканического комплекса, третий к эффузивам хачимчерского вулканического комплекса. Три пункта минерализации (IV-6-30, V-5-14, V-6-6) приурочены к контактам меловых гранитоидов арга-эмнекенского и эликчанского комплексов. Для данных объектов характерны содержание иттрия – 0,03–0,21 %, иттербия – 0,001 %, церия – 0,001–0,5 %, лантана – 0,05–0,2 %, золота – 0,1–0,2 г/т.

*Проявление Томмотское (VI-4-17) редких земель с золотом* расположено на правом водоразделе р. Таландя в ее верховьях. Оно приурочено к экзо-эндоконтакту массива щелочных гранитов Сомнительный, являющегося частью Томмотского массива. С процессами метасоматоза в щелочных гранитах и во вмещающих породах связано окварцевание и альбитизация, приведшие к образованию зон альбититов и кварц-альбитовых метасоматитов с промышленными концентрациями редкоземельных минералов. С щелочными гранитами массива Сомнительный связана колумбит-танталитовая и РЗЭ минерализация. Максимально она проявлена в зоне его экзо- и эндоконтакта, где породы насыщены игольчатым апатитом, мелкозернистым флюоритом и включают зерна и прожилки РЗЭ минералов. По периферии обоих массивов (Томмотского и Сомнительного) в пегматитовых и кварцевых жилах с изменчивой мощностью и невыдержанностью по простиранию выявлена вкрапленность редкоземельных минералов (монацита, ксенотима, ортита, чевкинита, пирохлора, иттриалита, таленита, циркона, малакона, гадолинита, меланоцера, фергюсонита, торита, колумбита–танталита). Эти минералы образуют одиночные таблитчатые и призматические кристаллы либо небольшие скопления их агрегатов.

Генетическая связь оруденения с массивом щелочных гранитов подтверждается явным тяготением пегматоидных тел к гранитоидам повышенной щелочности и их экзоконтактам. Кроме того, спектральным и химическим анализами установлено повышенное содержание суммы редких земель (в среднем до 0,12%) и циркония (до 0,78%) в гранитоидах Томмотской группы при отсутствии их в других породах данного интрузивного комплекса.

Рудные тела проявления залегают как непосредственно в пределах выходов гранитов (уч. Западный), в его экзоконтактах (участки Останцовый, Отрог, Западный), так и на некотором удалении от массива, в метаморфизованных известково-глинистых сланцах у выходов пегматитов (уч. Восточный, ручьи Сомнительный, Пологий, Двойной). Выделено 22 рудных тела, из них два (№ 1 и 5) изучены наиболее детально. Протяженность рудных тел, соответственно, 230 и 260 м, мощность от 0,3 до 5 м (мощность тела № 5 до 20 м). На глубину рудные тела не прослежены, но по рельефу в вертикальном интервале до 120 м характер оруденения сохраняется.

По морфологии рудные тела разделены на три типа.

1. Межпластовые метасоматические жилы и тела альбититов, пегматитов и пегматоидных тел сложной (линзовидной, штокообразной, изометричной) формы с ответвлениями, раздувами, выклиниваниями. Рудные тела развиты в зоне экзоконтакта, имеют небольшие размеры (1–5 × 30–60 м), прослежены на глубину до 50–120 м. Сосредоточены преимущественно в приконтактных частях гранитов в метаморфизованных известково-глинистых сланцах.

2. Жильные тела и зоны метасоматитов кварц-полевошпатового состава в щелочных (эгириновых) гранитах с выдержанной мощностью и элементами залегания, но с невыдержанным простиранием. Руды этого типа отличаются полосчатым строением.

3. Участки прожилкового и вкрапленного оруденения чаще всего встречаются в щелочных гранитах, реже во вмещающих сланцах. Вкрапленный тип оруденения выражается в развитии редкоземельных минералов по темноцветным минералам гранитов. Иногда граниты приобретают облик массивных руд, сложенных почти полностью редкоземельными минералами.

В рудах Томмотского проявления установлены редкоземельные элементы как иттриевой (иттрий, иттербий, диспрозий, гольмий, эрбий, лютеций и тулий), так и цериевой (церий, лантан, празеодим, неодим, самарий) групп. В меньших количествах отмечены элементы тербиевой группы – европий, гадолиний и тербий. Кроме редких земель, в рудах зафиксированы торий, ниобий, тантал, цирконий, бериллий, прометий, гафний, реже – галлий, скандий, олово, титан, свинец, цинк. Промышленно ведущими элементами являются иттрий, церий, лантан, а также ниобий и тантал.

Рудные тела сложены главным образом кварцем и полевыми шпатами, в меньшей степени – рибекитом, эгирином, флюоритом, эпидотом, сфеном. Ведущие рудные минералы – бритолиит, иттриалит-таленит, монацит, чевкинит, гадолинит, ортит, эшинит, фергуссонит и пирохлор – сосредоточены в альбититах. Для пегматоидных разновидностей щелочных гранитов характерны торит, монацит, чевкенит, циркон, меланоцерит-кариоцерит, ауэрлит. Из других рудных минералов в отдельных рудных телах отмечены иттротитанит, таленит, малакон, колумбит-танталит, церит, ксенотим, хагаталит, торогуммит,

иттрокальцит, тенгерит, гематит, галенит, сфалерит, молибденит, магнетит. Преобладающими рудными минералами являются чевкенит, иттриалит, монацит и минералы группы меланоцерита–кариоцерита. Штокверковое гематитовое оруденение в эгириновых гранитах в виде густой сети беспорядочно ориентированных тонких прожилков промышленного интереса не представляет. Широко распространенный (до 50–70%) в поле развития пироксенитов и гортнблендитов магнетит может представлять определенный интерес.

Химическим и спектральным анализами бороздовых проб определены содержания редких земель в сумме (трехокись лантана, церия, иттрия) – 0,5–14,9% при среднем по месторождению – 2,5%,  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  – 0,16–9,2%,  $\text{La}_2\text{O}_3$  – 0,02–0,8%,  $\text{Y}_2\text{O}_3$  – 0,06–11,29 (2,5)%,  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  – 0,07–1,3 (0,37)%,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  – 0,02–0,09 (0,04)%,  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  – 0,02–0,09 (0,04)%.

Прогнозные ресурсы (сумма редких земель), подсчитанные по 17 рудным телам: категорий  $P_1$  – 7 тыс. т,  $P_2$  – 0,5 тыс. т. Ресурсы всех элементов категории  $P_1$  по этим рудным телам приведены в табл. 14 [Трунилина, Орлов, 1995ф].

Ресурсы категории  $P_1$ , подсчитанные по 22 рудным телам [Филимонов, Орлов, 1983ф], составляют: сумма TR – 12,6 тыс. т;  $\text{ThO}_2$  – 0,4 тыс. т;  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  – 0,75 тыс. т;  $\text{Ta}_2\text{O}_5$  – 0,17 тыс. т.

Пересчитанные в 2006 г. прогнозные ресурсы по Томмотскому проявлению для тория, редких земель, тантала, ниобия, циркония, бериллия приведены в табл. 15 [Денисов, 2006].

Таблица 14

**Прогнозные ресурсы всех элементов категории  $P_1$ , Томмотское проявление**

Оксиды, металлы	Ресурсы категории $P_1$ , тыс. т	Оксиды, металлы	Ресурсы категории $P_1$ , тыс. т
$\text{Y}_2\text{O}_3$	1,297	$\text{Gd}_2\text{O}_3$	0,157
$\text{Ce}_2\text{O}_3$	2,393	$\text{Sm}_2\text{O}_3$	0,105
$\text{La}_2\text{O}_3$	0,046	$\text{Eu}_2\text{O}_3$	0,019
Yb	0,048	$\text{Zr}_2\text{O}_3$	1,260
$\text{Y}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{La}_2\text{O}_3 + \text{Yb}$	4,188	BeO	0,240
$\text{Nd}_2\text{O}_3$	0,366	$\text{Nb}_2\text{O}_5$	0,342
$\text{Dy}_2\text{O}_3$	0,366	$\text{ThO}_2$	0,055
Итого		7,098	

Таблица 15

**Прогнозные ресурсы редких земель и редких металлов, Томмотское проявление**

Элементы полезных ископаемых	Единица измерения, тыс. т	$P_1 + P_2 + P_3$	$P_1$	$P_2$	$P_3$
Торий	$\text{ThO}_2$	146,44	0,94	5,56	139,94
Редкие земли	$\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3$	182,79	13,19	34,32	135,28
Тантал	$\text{Ta}_2\text{O}_5$	1,438	0,22	0,052	1,166
Ниобий	$\text{Nb}_2\text{O}_5$	11,28	0,95	4,5	5,83
Цирконий	$\text{ZrO}_2$	58,7	2,02	56,68	
Бериллий	BeO	1,951	0,642	0,139	1,17

Как было отмечено выше, кроме минералов редких земель, в составе руд присутствуют сульфиды – молибденит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, с которыми связано золото. Содержание золота в рудах – от сотых долей г/т до 5,97 г/т [ГК R-54-XXXIII,XXXVI, 2020; Петров, 2013ф; Шестеренкин, 1955ф].

В 2019 г. полевые работы Депутатской партии (ВСЕГЕИ) показали наличие в щелочных гранитах южной части Томмотского массива повышенных содержаний элементов платиновой группы: палладия (до 0,15 г/т), ирридия (до 0,2 г/т) и платины (до 0,5 г/т), сумма платиновой группы достигает 0,9 г/т. Томмотский массив с точки зрения оруденения МПГ ранее не изучался, в связи с чем рекомендуется постановка более детальных работ, направленных конкретно на локализацию оруденения МПГ.

В южной части площади листа изучены с разной степенью детальности пункты минерализации редких земель, связанные с минерализацией редкоземельных элементов иттриевой и цериевой групп. Практически все они группируются в двух полосах северо-восточного простирания, сложенных терригенно-карбонатными отложениями нижнего и среднего ордовика, измененными до хлорит-карбонатных, серицит-хлорит-карбонатных сланцев в зонах динамометаморфизма. Минерализация приурочена к кварцевым жилам, прожилкам и зонам дробления, реже присутствует в дайках щелочных долеритов, щелочных гранитах и сиенитах томмотского комплекса. Содержание составляет (%): иттрия – 0,01–0,1, лантана – 0,01–0,05, церия – 0,01–0,02, иттербия – 0,01–0,1. Практического значения пункты минерализации не имеют из-за незначительных параметров оруденения.

Многие водотоки 1-го и 2-го порядков в бассейне р. Селленях в отложениях донной фракции содержат повышенные концентрации редкоземельных элементов. В этих притоках установлено более 20 устойчивых вторичных геохимических потоков протяженностью до 8 км (на карту вынесены некоторые из них VI-1-6,9,19,22; VI-2-22,24,25), несущих повышенные содержания иттрия и иттербия, реже лантана и церия, иногда с золотом. Содержания иттрия и иттербия достигают 0,1 %, и по протяженности потоки сопоставимы, а в отдельных случаях превышают аналогичные в ручьях, дренирующих Томмотское редкоземельное проявление [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

Пока промышленные перспективы на редкоземельное сырье рассматриваемой территории изучены слабо, но тем не менее, учитывая массовую зараженность отложений донной фракции водотоков данными элементами, они могут оказаться достаточно высокими.

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Золото.** В советские годы зародилась и активно продвигалась до недавнего времени концепция невозможности совместного нахождения олова и золота. По данной причине многие годы (до начала 2000-х) территория северо-восточной Якутии, столь богатая на олово, не рассматривалась с позиции перспектив на благороднометалльное оруденение, как платинометалльное, так и золотое.

В ходе проведения работ по составлению второго поколения карт масштаба 1 : 200 000 установлена золотоносность многих структур в восточной и южной частях площади листа R-54. Прежде всего к ним нужно отнести меловые гранитные массивы и дайковые тела, продуктивные в центральной, эндо- и экзоконтактовых зонах. Оруденение в основном золото-квасульфидного типа с разной, но неизменно присутствующей сульфидной составляющей. Повышенные и рудные концентрации выявлены в зонах дробления региональных и локальных разломов секущих, как терригенные, так и карбонатные толщи.

Детальные структурно-формационные, стратиграфические, литологические и минералогогеохимические исследования в 1996–1998 гг. на Селенняхском хребте показали, что группа золоторудных и ртутных проявлений района (Арбат, Гал-Хая и др.) сформировалась в такой же геодинамической обстановке, что и группа месторождений Карлинского тренда (Поспелов и др., 2002). Последующие разведочные работы с проходкой канав и бурением позволили выявить несколько десятков проявлений и перспективных участков.

В последние годы, несмотря на сложные логистические условия, к золотороссыпным объектам в пределах южной части листа наблюдается крайне высокий интерес со стороны недропользователя. Наиболее активные работы ведутся силами ООО «Янзолото» (разработка россыпи Тарынг-Юрях) к северо-западу от Кутурукского гранитного массива.

Сегодня на территории южной половины листа выданы и действуют более 15 лицензий для геологического изучения, разведки и добычи полезных ископаемых и лишь одна не на золото – россыпь олова Тирехтях.

Установленные в пределах рассматриваемой территории, золоторудные объекты, в том числе комплексные, гидротермального типа и относятся к следующим основным золоторудным формациям: золоторудной кварцево-сульфидной, золоторудной джаспероидной, золоторудной скарновой. Для ряда объектов формационная принадлежность установлена условно. Всего на полотно КПИ вынесено 120 объектов золота с сопутствующими компонентами.

**Золоторудная кварцево-сульфидная формация** наиболее распространена в пределах площади листа и включает в себя 95 объектов: 73 проявления и 22 пункта минерализации собственно золота, а также различные комбинации золота с серебром, вольфрамом, висмутом и кобальтом. Оруденение в большинстве случаев контролируется разновозрастными гранитоидными массивами и локализованы в их эндо- и экзоконтактах. Все золоторудные объекты связаны либо с минерализованными зонами дробления и зонами березитизации в эндоконтактах гранитных массивов, либо с сериями кварцевых, кварц-турмалиновых и кварц-карбонатных жил, повсеместно развита сульфидная минерализация. Далее приводится описание наиболее представительных объектов формации.

Достаточно детально изучено *проявление Горное-Ясное (IV-3-17)*, расположенное в Куранахском массиве кварцевых диоритов арга-эмнекенского комплекса и представленное крутопадающими кварц-хлорит-арсенопиритовыми и кварц-арсенопиритовыми жилами северо-восточного простирания. Длина жил – 90–100 м, мощность – 0,25–1 м. Отдельные жилы вскрыты канавами. Помимо арсенопирита в жилах отмечены галенит, халькопирит, сфале-

рит. Содержания: золота – 0,5–20 г/т, свинца – 0,1–0,5 %, цинка – 0,1–0,5 %, меди – до 0,05 % [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

*Проявление Надежда (IV-3-12)* расположено в северо-восточном экзоконтакте Дэлбиргэлэхского массива гранодиоритов эликчанского комплекса. Рудное тело вскрыто канавой и представлено лимонитово-охристой зоной дробленых ороговикованных песчаников. Простираение рудного тела северо-западное, прослеженная длина – 150 м, мощность – 10 м. Содержание золота колеблется в пределах от 1–2 до 10–15 г/т [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

Крайне большое количество объектов золото-кварц-сульфидной формации выделено в пределах восточной части территории листа: Алтинского, Порфиорового, Илин-Эмнекенского, Истахского и Буор-Юряхского узлов.

*Проявление Тулайях (IV-4-17)*, расположенное на левобережье р. Тулайях (левый приток р. Куранах), представлено кварц-сульфидной жилкой и зоной дробленых песчаников с сульфидами. Простираение рудных тел – 10–20°, протяженность – от 40 до 100 м, мощность – 0,3–1 м. Среди сульфидов преобладают арсенопирит и пирит, реже встречаются халькопирит и галенит. Содержание золота – 10–15 г/т, мышьяка – более 1 %, свинца – 1 %, сурьмы – 0,1 %, меди – 0,03 %, серебра – 0,03 % [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

*Проявление Илар (IV-5-76)*, локализованное в пределах Илин-Эмнекенского гранитного массива арга-эмнекенского комплекса, является также характерным примером собственно золоторудных объектов. Оно представлено серией кварц-турмалиновых жил с карбонатом и вкрапленностью сульфидов протяженностью 400 м при мощности 0,3–0,5 м на площади 1 км<sup>2</sup>. В прото-лочках проб присутствуют золото, тетрадимит, арсенопирит, кобальтин, пирит, шеелит и азурит. Содержание: золота – 0,7 г/т; кобальта – 0,045 %; теллура – 0,002 % [ГК R-54-XXIII,XXIV, в издании; Данилов, 2018ф]. В расположенных западнее и юго-западнее проявлениях Верхне-Миопчанское (IV-5-77) и Конус-1 (IV-5-78), представленных также кварцевыми и кварц-турмалиновыми жилами, содержания: золота – от 1,1 до 3,0 г/т; кобальта – 0,01–0,02 % [ГК R-54-XXIII,XXIV, в издании; Данилов, 2018ф; Бояршинов, 1969ф].

*Проявление золота Эгеки (V-5-2)* расположено на первом крупном правом притоке р. Нонгондя в зоне экзоконтакта Талахтахского (Кююбятского) массива арга-эмнекенского комплекса и представлено минерализованными зонами дробления северо-восточного направления и штокверкоподобными участками прожилкования, окварцевания и турмалинизации с кварцевыми и кварц-турмалиновыми прожилками с вкрапленностью арсенопирита, пирротина, висмутита, галенита, сфалерита, халькопирита, теллурувисмутита, теннангита, буланжерита, касситерита, вольфрамиты и мелкого (от 0,1–0,5 до 1–1,5 мм) самородного золота. Содержание золота в бороздовых пробах – от 0,1 до 10 г/т, в штуфных пробах до 30–62 г/т.

Прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>2</sub> в авторской оценке [Бояршинов, 1998ф] по одному из штокверков составили 53,6 т при среднем содержании 0,51 г/т, из попутных компонентов оценены ресурсы висмута – 14,7 тыс. т при содержании 0,014 %.

По данным геохимических поисков 1991 г. [Бояршинов, 1998ф], на участке широко проявлены вторичные ореолы рассеяния золота с содержаниями



5–10 мг/т. Отдельные участки развития кварцевой минерализации выделяются ореолами интенсивностью от 10–20 до 150–180 мг/т. Ореолы охватывают весь участок, не оконтурены по площади, что значительно расширяет перспективы участка как в отношении рудной, так и россыпной золотоносности.

По вторичным ореолам рассеяния прогнозные ресурсы золота оценены методом площадной продуктивности ( $1,8352 \text{ м}^2$ ) при запасе металла в метровом слое – 45,88 кг. Ожидаемые прогнозные ресурсы золота категории  $P_2$  для аномального (среднее содержание 0,005 г/т) поля размерами  $3,4 \text{ км}^2$  при глубине прогнозирования 200 м с использованием коэффициента соответствия  $k = 0,12$  и коэффициента, учитывающего долю балансовых руд  $a = 0,8$  составили 66,4 т.

Хорошо изученным является проявление Северное (IV-5-61), приуроченное к северному выступу Илин-Эмнекенского массива арга-эмнекенского комплекса. Рудными телами являются крутопадающие кварцевые, хлорит-кварцевые и турмалин-кварцевые жилы в гранодиоритах, ориентированные в северо-западном направлении. Протяженность жил, прослеженных канавами, составляет 40–100 м, достигая иногда 180–225 м, мощность меняется в пределах 0,6–2,2 м. Рудные минералы тяготеют к участкам жил, сложенных кварцем, где образуют неравномерную вкрапленность и маломощные прерывистые прожилки. Представлены они главным образом кобальтином, глаукотом, герсдорфитом, хлоантитом, арсенопиритом, висмутином и самородным висмутом. Спорадически присутствуют самородное золото, сфалерит, пирротин, галенит, халькопирит, антимонит, молибденит, ульманит, гуанакхуатит, смальтин-скуттерудит, касситерит, вольфрамит, ковеллин, пирит. Из вторичных минералов распространены эритрин, скородит, лимонит. В протоочках отмечен шеелит, нередко в весовых количествах. Околожилные изменения в зонах мощностью 0,5–6 м представлены окварцеванием, альбитизацией, серицитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией. Семь жил вскрыты канавами и опробованы бороздовым методом. Штуфные пробы проанализированы спектральным анализом. Содержание: золота – 0,1–0,5 г/т; кобальта – от 0,075 до 0,5–0,6 % и 0,726 %. По жиле № 1 мощностью 1,6 м и длиной 225 м со средним содержанием кобальта 0,075 % подсчитаны запасы золота на глубину 38 м, составившие по категории  $C_2$  27,9 т. Постоянной примесью в кобальтовых рудах являются висмут – до 0,82 %; мышьяк – 0,3 %; олово – 0,02 %; свинец – до 0,5 %; серебро – до 10 г/т; цинк – 0,01–0,1 %; медь – до 0,5 %. [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

Проявление Тыал (IV-5-83) в пределах Илин-Эмнекенского массива арга-эмнекенского комплекса на участке  $1 \text{ км}^2$  представлено шестью карбонатно-кварцево-турмалиновыми жилами протяженностью до 200 м при мощности 0,3–0,5 м с неравномерной вкрапленностью самородного золота и висмута, кобальтина, глаукодота, герсдорфита, гессита, пиррита, халькопирита, пирита, пирротина. Пять жил вскрыты канавами и прослежены на 60 м по простиранию и на 0,3–0,5 м на глубину. Мощность жил – от 0,2–0,35 до 0,9–1,2 м. Содержание: золота – 5 г/т; кобальта – 0,5–1 %; серебра – 30 г/т; трехокси вольфрама – 0,03 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Бояршинов, 1998ф; Данилов, 2018ф].

Представителем золото-вольфрамового оруденения является проявление Эликчанское-1 (IV-5-8) в верховьях р. Кюргелях [Узюнкоян, 1966ф] в грано-

диоритах Куранахского массива эликчанского комплекса. На участке 700×800 м вскрыты четыре сульфидно-турмалиново-кварцевые жилы субширотного простирания и одна – субмеридионального. Протяженность жил – 400–800 м, мощность – от 0,15 до 3,5–6 м. Рудные минералы представлены арсенопиритом, самородным золотом, пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом, шеелитом, антимонитом, вольфрамитом, которые образуют вкрапленность и гнездообразные скопления, иногда чередуясь с кварцем и турмалином в виде полос, присутствуют рудные брекчии. На объекте пройдены каналы, проведено бороздовое и штуфное опробование. Содержание: золота – 0,1–3,6 г/т (сх, х); трехокси вольфрама – 0,5%; висмута – 0,05%; свинца – 0,01–0,5%; серебра – 3,6 г/т; цинка – 0,01–0,5%; сурьмы – 0,01–5%; мышьяка – 1%; иттрия – 0,02%. Прослеженная канавами часть рудного тела составляет 280 м при средней мощности 4,75 м и среднем содержании золота 0,8 г/т. При глубине подвески 140 м, объемном весе 2,7 прогнозные ресурсы золота категории P<sub>2</sub> составляют 350 кг. Требуется дальнейшее изучение объекта.

Расположенное в 800 м к юго-западу *проявление Эликчанское-II (IV-5-9)* представлено четырьмя сближенными кварц-арсенопиритовыми и кварц-турмалиновыми жилами. Параметры рудных тел и содержания элементов аналогичны проявлению Эликчанское-1 [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Бояршинов, 1998ф; Данилов, 2018ф].

Большинство объектов с золотом, висмутом, кобальтом локализованы в Нонгонджинском массиве, сложенном гранитами эликчанского комплекса, и в его экзоконтактах. Представителем является *Иирэ (IV-5-53)* в верховьях р. Нонгондя [Бояршинов, 1998ф]. В грейзенизированных гранитах и в ороговикованных песчаниках – субширотные кварцевые и кварц-турмалиновые жилы мощностью 0,2–1,5 м при протяженности 80–100 м. Рудные минералы представлены вкрапленностью пирита, халькопирита, кобальтсодержащего арсенопирита, висмутина, меди, самородного висмута. В качестве примесей присутствуют станнин, борнит, пирротин, марказит, леллингит, самородное серебро, рутил, минерал из группы сульфовисмутинов меди. В кварце и арсенопирите – сростки самородного висмута и висмутина с самородным золотом. Размер золотинок – 0,007 мм. Золото – 3,7–5,0 г/т; висмут – 0,1–0,5%; кобальт – 0,2%; трехокись вольфрама – 0,03–0,05%; молибден – 0,003–0,1%; цинк – 0,1%; медь – 0,2 – 0,5%; мышьяк – 0,3–1%. По простиранию оруденение не оконтурено [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

Представителем объектов золота, вольфрама и олова штокверкового типа является *проявление Ветвистое-1 (IV-5-39)*, описанное ранее как вольфрам-оловянное [Стригачев, 1962ф]. Оно расположено в верховьях р. Тигиляхчан и представлено штокверкоподобной зоной площадью 1,8×0,26 км среди ороговикованных, серицитизированных и турмалинизированных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Зона пронизана многочисленными прожилками кварцевого, сульфидно-кварцевого и кварц-турмалинового состава северо-восточного простирания. Мощность прожилков – 1–10 мм, редко – до 2 см, количество прожилков на 1 пог. м от 1–4 до 30 штук. Прожилки образуют серии, нередко переходящие по простиранию в жилы мощностью 0,5–1 м. Рудные минералы образуют мелкую вкрапленность и выполяют тонкие трещинки. Содержание их колеблется от 1–3 до 40–60% объема пород. В кварц-

турмалиновых прожилках, преобладающих в штокверковой зоне, отмечаются пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, молибденит. В бороздовых пробах из канав содержание золота составляет 0,1 г/т; олова – 0,1–0,3 % при среднем 0,13 % на 8 м мощности зоны прожилкования; трехокси вольфрама – сотые доли процента. Среднее содержание олова по 380 бороздовым пробам при средней мощности штокверковой зоны 260 м равно 0,008 %. Кроме того, выявлены цинк – 0,1 %; свинец – 1 %; серебро – 10 г/т; мышьяк – 0,201 %; висмут – 0,03 %; иттрий – 0,01 %; иттербий – 0,001 %; ниобий – 0,01 %; кобальт – 0,01 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Проявление золота, вольфрама Шейк (IV-5-50)*, ранее описанное как вольфрам-молибденовое [Бояршинов, 1969ф], локализованное в грейзенизированных гранитах Нонгонджинского массива, отличается тем, что там установлено два морфологических типа рудных тел, несущих золотое оруденение: кварцевые и кварц-турмалиновые жилы и зоны дробления с вкрапленностью молибденита, вольфрамита, шеелита, касситерита, пирита, сфалерита, арсенопирита, халькопирита, сафлорита, самородного висмута и серебра, висмутина, тиллита, рутила (в аншлифах и протолочках). В зоне окисления – малахит, лимонит, ковеллин. Мощность вскрытых зон – 1,8 м, жил – 0,3 м; протяженность – 250 м, простирание северо-восточное. Содержание: золота – 0,1 г/т; трехокси вольфрама – 0,2 %; молибдена – 0,1 %; олова – 0,01–0,92 %; висмута – 0,01–0,03 %; серебра – 10 г/т; цинка – 0,1 %; меди – 0,1 %. В 200 м к юго-востоку выявлена еще одна зона дробления северо-восточного простирания мощностью 1,1 м, представленная обломками кварц-турмалиновой породы, сцементированной вязкой глиной красновато-желтого цвета, с касситеритом, вольфрамитом, шеелитом. Золото – 0,1 г/т. Опробованы штучными пробами кварц-турмалиновые метасоматиты. Золото – от 0,039 до 0,47 г/т; цинк – до 0,137 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

Участок Эгекит расположен в истоках р. Куруннах в юго-западном экзоконтакте Буор-Юряхского гранитного массива в пределах одноименного вольфрам-золоторудного узла. При проведении ГДП-200 здесь были пройдены канавы, проведено литохимическое и другие виды опробования на площади 0,39 км<sup>2</sup>. Оруденение приурочено и контролируется апикальной частью слабо эродированного гранитного штока-сателлита омчикандинского комплекса, удаленного от Буор-Юряхского гранитного массива на 0,7–1,5 км, прорывающего песчано-глинистые отложения сахчанской толщи верхнего триаса. Граниты штока грейзенизированы, в рудоносной части штока площадь распространения имеет серицитизация, альбитизация, аргиллизация [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

*На проявлении Эгеки (V-5-2)* оруденение представлено жильным и штокверковым типами. Рудные тела вскрыты канавами. Кварцевые жилы мощностью 0,1–0,3 м прослежены в эндо- и экзоконтактах штока на десятки–сотни метров, имеют раздувы и пережимы и локализованы в зонах прожилкования. Рудная минерализация представлена арсенопиритом, халькопиритом, пирротинном, висмутином, шеелитом, вольфрамитом, тетрадимитом, сульфотеллуридами висмута, леллингином, самородным висмутом и тонкой рассеянной вкрапленностью мелкого (до 1 мм) золота, часто образующего сростки с кварцем. Тонкодисперсное золото присутствует в парагенезисе с висмути-

ном, арсенопиритом. Пробность золота 800–950. Свободное золото представлено ксеноморфными губчатыми и пластинчатыми выделениями и сростками с минералами висмута. Содержание золота в жилах колеблется от 0,1 до 6–22,8 г/т при максимальном 28,2–71,1 г/т (средневзвешенное содержание – 1,32–2,67 г/т).

Вкрапленное и прожилково-вкрапленное (штокверковое) оруденение приурочено непосредственно к штоку грейзенизированных гранитов и представляет собой зоны сгущения тонких и волосовидных (0,05–2,0 см) кварцевых, арсенопирит-кварцевых и пирит-арсенопиритовых с висмутином прожилков мощностью 5–20 см. Содержание золота в них – от 0,06–0,1 до 6,0 г/т. В пределах штокверка выделяется два участка (Западный и Восточный) с содержаниями более 0,5 г/т, представленных также минерализованными зонами дробления и прожилкования, внутри которых выделяются зоны сгущения кварцевых прожилков и жил, образующих штокверк. Эти зоны мощностью 1,0–6,0 м имеют субмеридиональное простирание, вскрыты канавами на правобережье р. Куруннах и по его левому борту. Оба участка в плане образуют близкие к линейным зоны субмеридионального простирания в северо-западном и восточном эндо- и экзоконтактах штока. Среднее содержание золота на Западном участке площадью 0,025 км<sup>2</sup> составляет 0,96 г/т, на Восточном площадью 0,036 км<sup>2</sup> – 1,1 г/т. Содержание золота в рудных телах крайне неравномерно: из 355 проб, отобранных в рудном поле, содержание золота по СПЗМ колеблется от 0,1 до 6,0 г/т и более, в 124 пробах – 1,0–6,0 г/т. По пробирному анализу из 445 проб в 51 пробе золота содержится от 1,0 до 5 г/т, а в канавах в 14 пробах – от 5,5 до 71,1 г/т. Кроме золота присутствуют вольфрам (WO<sub>3</sub>) – 0,11–0,48 %, висмут – 0,03–0,25 %, мышьяк – 0,04–7,6 %, свинец – 0,02–0,05 %, сурьма – до 0,01 %. Произведен подсчет прогнозных ресурсов по категории Р<sub>2</sub> при подвеске на глубину 100 м и объемном весе 2,5 т/см<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>2</sub> составляют 98,4 т [Бредюк и др., 1999ф]. Перспективы могут быть увеличены за счет изучения южного и юго-западного флангов штока.

На участке Эгекит проведены литохимические поиски по сети 100 × 20 м на площади 1,5 км<sup>2</sup>. Выделено крупное контрастное аномальное поле сложной конфигурации с содержаниями золота 0,01–6,0 г/т с шестью максимумами, соответствующими изоконцентрате 0,1 г/т. Два из них с содержаниями 3–6 г/т на правобережье р. Куруннах заверены канавой и соответствуют кварцевым жилам с высоким содержанием золота. В пределах контура изоконцентраты 0,05 г/т прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>2</sub> составляют 20,2 т. Аномальное поле, выделенное на площади 10–12 км<sup>2</sup> в верховьях р. Куруннах и Сасыр в юго-западном и южном экзоконтактах Буор-Юряхского массива, имеет концентрации золота от 0,01 до 1–2 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>2</sub>, рассчитанные в пределах изоконцентраты 0,01 г/т, составляют 49,9 т [Бредюк и др., 1999ф]. Золото образует устойчивую ассоциацию с висмутом, вольфрамом, мышьяком, серебром и медью.

На участке Эгекит рекомендуется постановка поисковых работ для обоснованной оценки ресурсов площади по категории Р<sub>1</sub>, для перспективных участков – оценочных работ для оценки запасов категории С<sub>2</sub> с применением бурения скважин, проходки канав, траншей, рудных шурфов. Наряду с золо-

том промышленный интерес могут представлять вольфрам, висмут, цинк, медь и свинец [ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

*Проявление золота, серебра и свинца Аришум (IV-5-71)* находится в пределах Нонгонджинского массива и приурочено к пяти минерализованным зонам дробления протяженностью 200–500 м, мощностью 1–10 м с кварцевыми, сульфидно-кварцевыми, кварц-турмалиновыми и кварц-сульфидно-турмалиновыми жилами и зонами штокверкового прожилкования в гранитоидах Илин-Эмнекенского массива и вмещающих их роговиках на участке площадью 400 × 700 м<sup>2</sup>. Отмечается площадная (50 × 25 м) сульфидизация, турмалинизация и окварцевание с сульфидами в виде вкрапленности, гнезд и прожилков, иногда жил совместно с кварцем. Выявлены четыре зоны дробления субширотного простирания мощностью от 3–5 до 50 м, длиной от 50–120 до 500 м. Одна из зон проходит вдоль дайки риолитов (кварцевых порфиров [Бояршинов, 1969ф]). Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, пирротинном, самородным золотом и висмутом, сульфовисмутитами свинца, борнитом, ковеллином, скородитом и рутилом. В процессе работ 1990–1993 гг. [Бояршинов, 1998ф] зоны вскрыты канавами, опробованы по профилям. Содержание: золота – 10–23,9 г/т; серебра – 114,7–1000 г/т; свинца – 0,1–1,45 %; цинка – 0,1–1,88 %; меди – 0,1–1,0 %; мышьяка – 0,1–4,51 %; молибдена – 0,2 %; олова и висмута – 0,01–0,07 %; индия – 0,01 %. Иногда присутствуют висмут – 0,02–0,1 %; кобальт – 0,01–0,1 %; олово – 0,02–0,18 %. Прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> зоны, вскрытой канавой, при мощности зоны 0,55 м и длине 70 м, средневзвешенных содержаниях золота 2,63 г/т и серебра 16,9 г/т составят: руды 3,7 тыс. т; золота – 9,7 кг; серебра – 60 кг. В северной части участка в 1,5 км прослежены минерализованные зоны дробления длиной 200–400 м, шириной 2–5 м. Содержание серебра достигает 1353,7 г/т, остальных элементов – до 0,1 %. Прогнозные ресурсы этой зоны категории P<sub>2</sub> при длине 300 м, ожидаемой мощности 3,5 м, глубине прогнозирования 50 м, средних содержаниях серебра – 746,3 г/т, висмута – 0,11 % составляют: 147 тыс. т руды, серебра – 110 т, висмута – 2,5 тыс. т. Геохимические поиски выявили локальные аномалии ряда элементов, по которым посчитаны прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> [Данилов, 2018ф].

*Проявление золота, серебра, олова Южное (IV-5-82)* , также расположенного в пределах Илин-Эмнекенского массива гранитоидов арга-эмнекенского комплекса в истоках р. Амбардах (правый приток р. Буор-Юрях), ранее описанное как олово-полиметаллическое [Бояршинов, 1969ф], приурочено к гранитоидам и представлено восемью зонами дробления с сульфидно-кварц-турмалиновой минерализацией и двумя зонами с сульфидной минерализацией на участке 700 × 700 м. Простирание зон северо-восточное, реже северо-западное, протяженность – 150–300 м, мощность – от 1–1,5 до 10 м. Рудные минералы представлены халькопиритом, сфалеритом, пиритом, пирротинном, рутилом, самородным серебром, галенитом, аргентитом (в аншифах). По результатам работ 2015–2018 гг. [Данилов, 2018ф] обнаружено золото. Штуфное опробование. Содержание: золото – 0,16–0,27 г/т; серебро – 25–50 г/т; олово – 0,2 %; медь – 1,0 %; цинк – 0,1–0,5 %; индий – 0,01 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

*Проявление Алтинское (IV-5-19)* расположено в верховьях р. Тулаях (левый приток р. Куранах в ее верховьях). На первых стадиях изучения исследователями было описано как месторождение свинца и цинка [Бояршинов, 1969ф]. Сложено толщей среднеюрских песчаников, алевролитов, реже аргиллитов, прорванных и контактово-метаморфизованных гранитоидами Куранахского массива эликчанского комплекса. Рудными телами являются сульфидные жилы с сидеритом, кварцем и турмалином, залегающие среди гранодиоритов и ороговикованных песчаников в минерализованных зонах дробления. Содержание рудных минералов не превышает 10–15 %, возрастающая в призальбандовых частях отдельных жил и на их выклинивании до 35–60 %. Основными рудными минералами являются галенит, сфалерит, реже пирит, халькопирит, арсенопирит, джемсонит, буланжерит. В качестве примесей присутствуют блеклые руды, халькозин, леллингит, глаукокодот, дюфренуазит, андорит, петцит, электрум, вторичные минералы свинца, цинка, меди. В зальбандах жилы № 1 установлены настуран, гематит, урановые черни. В период 1951–1953 гг. с поверхности разведано 10 жил. Четыре рудных тела полностью прослежены по простиранию на 105–220 м. Прослеженная протяженность остальных жил – 40–80 м, достигает, по данным электроразведки, 120 м. Простирание жил субширотное, падение к югу под углом 15–20°.

Мощность рудных тел по простиранию меняется от 0,25 до 0,8 м. Содержание свинца в жилах колеблется от десятых долей процента до 2,7 и 67 %. Для жилы № 1, вскрытой четырьмя канавами и двумя траншеями, подсчитаны запасы свинца категорий  $C_1 + C_2$  на глубину 20 м. При протяженности рудного тела 105 м, средней мощности 0,36 м и среднем содержании свинца 48,9 % запасы свинца составили 1,2 тыс. т. Подсчет запасов золота и цинка не производился. Кроме свинца определены: золото – от 0,2–2,2 до 5 г/т; цинк – от 0,1–2,35 до 8 %; сурьма – 0,1–1 %; серебро – от 100–400 до 1000 г/т; медь – 0,1–1 %; кадмий – 0,01–0,1 %; висмут – 0,01–0,02 %. Жилы № 2,3,4 в 0,95–1 км к юго-западу и востоку от жилы № 1 вскрыты 18 канавами и прослежены на 60–220 м при мощностях 0,3–0,45 м. Состав жил – кварц, турмалин, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, скородит. Содержание: свинец – до 0,16–0,72 %; цинк – 0,37–8 %. Очень богатые руды Алтинского проявления на глубину не изучались. Рекомендуется провести поисково-разведочные работы [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании, Данилов, 2018ф].

*Проявление золота, серебра, свинца Ясное (IV-5-27)*, расположенное в экзоконтакте Эликчанского массива на левобережье р. Тулаях (верховья р. Куранах), представлено серией сближенных кварцевых, кварц-сульфидных жил северо-восточного простирания мощностью 0,2–2 м при протяженности 40 м. Содержание: золото – от 1 до 20 г/т и 1,8–2,1 г/т; серебро – 100–500 г/т; свинец – 0,5 %; сурьма – 0,1–0,5; висмут – 0,1–0,5 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

*Проявление золота, серебра, кобальта Конус III (IV-5-81)* расположено в пределах Илин-Эмнекенского массива гранитоидов арга-эмнекенского комплекса и представлено кварц-турмалиновой жилой мощностью 1,5 м, прослеженной на 50 м с друзовидным кварцем в центральной части. Содержание: золото – 7 г/т; серебро – 200 г/т; кобальт – 0,5 %; висмут – 0,2 %. Западнее на участке детализации выявлено 10 кальцито-кварцево-турмалиновых

жил мощностью 0,3–0,4 м, протяженностью от 10–20 до 200–400 м, иногда до 2 км. Содержание: золото – 1–7 г/т; серебро – 200 г/т; кобальт – 0,012–0,5 %; висмут – 0,2 %; сурьма – 0,3 % [Бояршинов, 1969ф; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

*Проявления золота, серебра, вольфрама Элинджинское (IV-5-52)* представлено как кварцевыми, кварц-сульфидными и кварц-турмалиновыми жилами, так и минерализованными зонами дробления, локализованными в грейзенизированных гранитах Нонгонджинского массива и в ороговикованных песчаниках в его экзоконтактах. Мощность зон – от 2 до 10–12 м при протяженности до 200–300 м, мощность жил – 0,5–2 м, протяженность – 120–150 м. Часто сближенные жилы по простиранию переходят в минерализованные зоны. Простирание рудных тел северо-восточное, реже субширотное. Рудные минералы представлены вкрапленностью вольфрамита, шеелита, касситерита, кобальтсодержащего арсенопирита, кобальтина, халькопирита, молибденита, пирита, пирротина, самородного висмута, рутила, виттихенита, клапролита (в аншлифах и протолочках). В зоне окисления – скородит, лимонит, ковеллин. Содержание: золото – 0,2–1 г/т; серебро – 10–100 г/т (сх, х); трехокись вольфрама – 0,5 % (сх, х); висмут – 0,1–1,0 %; кобальт – 0,1 %; цинк – 0,1 %; медь – 0,01 %; молибден – 0,01–0,045 %; мышьяк – 0,3 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

*Проявления Ньюлку (IV-5-17) и Протон (IV-5-18)* в истоках правого притока р. Доктокалындя (верховья р. Бёрёлёх), где в гранодиоритах эликчанского комплекса Куранахского массива вскрыто более 20 рудных тел северо-восточного простирания. Они представлены сближенными и взаимно пересекающимися кварц-турмалиновыми жилами и прожилками мощностью от 0,1 до 4–10 м при протяженности до 250–800 м, образующими штокверковые зоны, с вкрапленностью арсенопирита, галенита, сфалерита с незначительной примесью вольфрамита, шеелита, антимонита, самородного золота, халькопирита. Два рудных тела, вскрытых канавами, прослежены пунктирным опробованием на 200 и 400 м, на удалении обнаружены рудные тела с содержаниями золота – 7,65 г/т и серебра – до 100 г/т. В 200 м к северо-востоку от проявления Протон выявлена зона дробления с кварц-турмалиновой жилой в центральной части зоны мощностью 7,3 м и протяженностью 200 м. Содержание: золото – 0,2–25 г/т (сх, х); серебро – 50–100 г/т; свинец – 0,5–5,51 % (сх, х); цинк – 0,5–0,8 %; медь – 0,1–0,5 %; сурьма – 0,1 %; мышьяк – 0,5 %; висмут – 0,1–1 %; кобальт – 0,01 %. На проявлении Ньюлку выявлены также олово – 0,01–0,03 %; кадмий – до 0,01 %. По данным опробования, на проявлении Протон по профилю 84 вдоль канавы № 1 содержание золота колеблется от 0,81 до 11,55 г/т. Прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> оценены по двум рудным телам (табл. 16), вскрытым канавами 1 и 4. Длина рудных тел составляет 200–400 м, средняя мощность – 3,35 м (0,75–5,95 м). При глубине прогнозирования 65 и 139 м прогнозные ресурсы золота составляют 5,08 т при средних содержаниях 5,8 г/т, серебра – 45 т при средних содержаниях 51 г/т. Тесная корреляционная связь золота и серебра позволяет определить прогнозные ресурсы золота категории P<sub>2</sub>, ориентируясь на увеличение прогнозных ресурсов серебра категории P<sub>2</sub> относительно категории P<sub>1</sub> в 2,69 раза. При условии, что эта тенденция сохранится и для золота, прогнозные ресур-

сы этого металла категории P<sub>2</sub> составят 13,7 т (уч. Ньюлку) [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Бояршинов, 1998ф; Данилов, 2018ф]. Прогнозные ресурсы серебра, висмута, молибдена на проявлении Ньюлку приведены в табл. 17.

Таблица 16

**Прогнозные ресурсы золота, серебра, свинца и висмута на проявлении Протон**

Рудное тело	Средняя мощность, м	Длина, м	Глубина прогнозирования, м	Среднее содержание, г/т		Прогнозные ресурсы		Среднее содержание, %		Прогнозные ресурсы, т	
				Au	Ag	Au	Ag	Pb	Bi	Pb	Bi
№ 1	5,95	400	130	5,67	52,7	4,81	45	2,09	0,05	17 718	415
№ 2	0,75	200	65	10,0	0,5	0,27	–	0,01	0,05	3	13
Итого						5,08	45			17 721	428

Таблица 17

**Результаты подсчета прогнозных ресурсов категории P<sub>2</sub> на проявлении Ньюлку**

Элемент	Среднее содержание	Прогнозные ресурсы, т
Серебро	0,12–0,65 г/т	120,9
Висмут	0,0002–0,0003 %	231
Молибден	0,0001–0,0002 %	955

Прогнозные ресурсы условного золота на рудных телах № 1 и 2 при средних содержаниях 9,07 г/т составляют 7,93 т.

Аналогично по строению *проявление золота, серебра и свинца Кюргэлээхское (IV-5-10)* в истоках р. Кюргэлях в гранитоидах эликчанского комплекса Куранахского массива. Субширотные штокверковые зоны имеют мощность от 5–10 до 60–70 м при протяженности от 500 м до 1500 м и сложены кварц-турмалиновыми метасоматитами с многочисленными жилами и прожилками того же состава. Содержание: золото – 0,2–0,8 г/т; серебро – 4,8–111,6 г/т; свинец – от 0,05–0,3 % до 0,496–1 %; цинк – 0,5–1,0 % до 3,1 %; медь – 0,01 %; сурьма – 0,05–0,382 %; висмут – 0,01–0,05 %; кобальт – 0,01 %; олово – от 0,01–0,05 до 0,242 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

Особое положение занимает *проявление золота, серебра, олова Правохачымарское (IV-6-43)*, расположенное на водоразделе рек Прав. Хачымар и Истях (верховья р. Хачымар). Участок площадью 1,5 × 3,5 км сложен среднеюрскими песчаниками и алевролитами, прорванными многочисленными телами субвулканических риолитов сасыл-тиннахского вулканического комплекса. Установлено четыре типа рудных тел: 1) березитизированные риолиты; 2) грейзенизированные риолиты с кварц-турмалиновыми жилами; 3) кварц-турмалиновые зоны прожилкования; 4) сульфидизированные зоны дробления. Березитизированные риолиты распространены на северном фланге участка и содержат: золото – 0,2–4,2 г/т; олово – 0,01–0,1 %; свинец – 0,02–0,1 %; цинк – 0,05–0,1 %. Грейзенизированные риолиты с кварц-турмалино-



выми жилами и брекчиями образуют кулисообразные свиты общей длиной до 250 м, в центре участка вскрыты канавами. Содержание: золото – до 3,8–50 г/т; серебро – до 3 кг/т; олово – до 2,85 %; сурьма – до 5 %. Постоянно присутствуют висмут – 0,1 %; медь – 0,1 %. Кварц-турмалиновые зоны прожилкования в южной части также приурочены к телам риолитов, насыщены шпирами радиально-лучистого турмалина, содержат: золото – до 50 г/т; серебро – 100 г/т; олово 0,01–0,33 %; свинец – 0,1 %; цинк – 0,1 %; медь – 0,1 %; кобальт – 0,1 %. Сульфидизированные окварцованные зоны дробления в роговиках и риолитах образуют протяженные (до 500 м) тела или серии сближенных тел в северной и центральной частях участка. Содержат: олово – от 0,01–0,1 % до 0,93–1,06 %; цинк – 0,1 %; свинец – 0,1 %; молибден – 0,1 %; серебро – 3–100 г/т, висмут – 0,02–0,05 %. По результатам геохимических поисков выделены локальные аномалии ореолов рассеяния ряда элементов [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

На левобережье р. Сетандя в ее верховьях, на юг от экзоконтакта Кинели-Тасского массива гранодиоритов баки-дербекинского комплекса, расположены проявления: одно золотой минерализации (V-3-22) и два золото-серебряной (V-3-21, 24). Здесь проведены поверхностные горные работы, бороздовое, задирковое, штуфное, геохимическое опробование коренных пород и по вторичным ореолам рассеяния [Князев и др., 1999ф].

Субмеридиональная полоса развития малых интрузий, состав которых меняется от диоритов до плагиогранитов, контролируется Калычанским надвигом субмеридионального – северо-восточного простирания. Интрузии прорывают осадочные породы нижнеюрской сетацканской и среднеюрской такалканской свит, ороговикованные в полосе шириной от 200–250 м до 1,5–2 км. Рудное поле приурочено к пересечению двух крупных структурных элементов – Калычанского надвига и двух локальных разломов, представляющих собой серию сбросов северо-восточного простирания. В пределах участка широко развиты процессы метасоматической переработки пород, выразившейся в площадной пропилитизации и аргиллизации по магматическим породам и избирательной березитизации, приуроченной к зонам дробления и кварцевым жилам с рудной минерализацией.

Выделяется два морфологических типа рудных тел, локализованных преимущественно в штоках и дайках диоритов и кварцевых диоритов: зоны дробления с сульфидно-кварцевой минерализацией и сульфидно-кварцевые, сульфидно-кварц-карбонатные жилы, часто образующие сближенные серии. Мощность зон дробления варьирует от 0,5–2,5 до 15 м, жил – от 0,1–0,6 до 1,5–2,5 м. Характерно обилие сближенных субпараллельных жил, образующих жильные свиты. По простиранию зоны дробления прослеживаются до 600–1900 м, жилы – до 250–300 м. Всего в пределах рудного поля установлено более 10 рудных тел, локализованных в зонах дробления. Продуктивными являются три рудные зоны с четырьмя рудными телами и три минерализованные зоны дробления. Простирание зон и жильных свит – от северо-западного до субширотного. Основные рудные тела приурочены к крупным зонам дробления и минерализованным зонам, которые имеют протяженность от 600 до 2000 м и ширину 150–700 м. Каждая крупная зона объединяет по 3–6 минерализованных зон дробления с рудной минерализацией или серии кварцевых жил.

Отмечается переход от существенно серебро-полиметаллического типа на южном фланге участка до арсенопирит-кварцевого с золотом на северном. Жильные минералы представлены кварцем, турмалином, хлоритом, карбонатом, серицитом, дикситом, каолинитом. Среди рудных преобладают сульфиды и сульфосоли серебра, сурьмы, свинца, цинка, меди, железа, представленные пруститом, дискразитом, теннантитом, буланжеритом, галенитом, сфалеритом, пиритом, марказитом, арсенопиритом, пирротином. Золото как самородное, так и дисперсное в составе пирита и арсенопирита. Распределение золота в рудах крайне неравномерное – от 0,2 до 15,9–30,0 г/т. В монофракциях арсенопирита и пирита содержание золота достигает 20–70 г/т. Самородное золото мелкое (до 1–2 мм), комковатое, крючковидное, дендритовидное. Пробность золота колеблется от 490 до 600. Содержание серебра достигает 3439–4080 г/т. Серебро в рудах содержится в прустите, электруме, дискразите, а также в виде примесей в галените, теннантите, буланжерите. Общее количество сульфидов в рудах колеблется от 0,5 до 10 %, в центральной и южной частях участка достигая 25–30 %. Пространственно и, видимо, генетически оно связано с баки-дербекинским комплексом.

Прогнозные ресурсы золота оценены приблизительно по параметрам серебросодержащих рудных тел с занижением их мощности. Среднее содержание золота рассчитывалось с учетом данных штучного опробования при колебаниях от 0,46 до 30 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории P<sub>2</sub> составляют в целом по участку 7,7 т, в том числе по рудному телу № 4 – 1,7 т. Прогнозные ресурсы серебра категории P<sub>2</sub> составляют 1980 т [Князев и др., 1999ф].

На объекте рекомендуется проведение оценочных работ, включающих проходку канав, колонковое бурение с целью блокировки выделенных рудных тел и их промышленной оценки с подсчетом ресурсов и запасов категорий P<sub>1</sub> и C<sub>2</sub>.

Типичным представителем объектов, локализованных в минерализованных зонах дробления, является *проявление золота и цинка Зейское (IV-5-35)*, расположенное в верховьях р. Бурундукач (верховья р. Бёрёлёх) в зоне Туостахского (Сетакчанского) шарьяжа. Оно представлено двумя субширотными зонами протяженностью 500 м среди интенсивно сульфидизированных и брекчированных алевролитов и аргиллитов юрского возраста, отстоящими друг от друга на 110 м. Мощность зоны Северная – 80 м, Южная – 70 м. Сульфиды представлены пиритом, марказитом, леллингитом, арсенопиритом, халькопиритом, пирротином, борнитом, нередко слагающими жилы и прожилки различного простираения. В зоне окисления развиты лимонит и ковеллин. В штучных пробах содержание: золота – 1,0 г/т; цинка – 2,0 %; меди – 0,2 %; мышьяка – 0,5 %; висмута – 0,01–0,05 %; серебра – 10 г/т; олова – 0,01 %, в зоне Южная – олова – 0,1–0,3 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Бояршинов, 1969ф; Данилов, 2018ф].

Золото-кварц-сульфидная формация на юге листа проявлена в меньшей степени ввиду более широкого развития здесь карбонатного палеозойского разреза.

*Проявление Восточное (VI-3-41)* расположено на левобережье верховьев р. Сычаган, в Моголохской тектонической пластине. Участок площадью 1,7 км<sup>2</sup> сложен измененными в зоне динамометаморфизма глинистыми, хлорит-

серицит-глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков верхнемоглохской толщи предположительно каменноугольного возраста. Породы пронизаны многочисленными кварцевыми жилами, кливажированы, брекчированы. Оруденение локализовано в минерализованных зонах дробления субширотного простирания мощностью до 30 м, протяженностью до 500 м с прожилками и вкрапленностью пирита, пирротина, магнетита, арсенопирита. Участками это охристо-глинистая масса бурого цвета, напоминающая линейную кору выветривания. Окружающие породы также пиритизированы, окварцованы, обохрены, прожилкованы кварцем. Спектрохимический анализ мономинеральной пробы из магнетита (в сростках с арсенопиритом) показал содержание золота 5,0 г/т. В пиритизированных известковистых сланцах в штучных пробах содержание золота 1,2–4,1 г/т; в литохимической пробе из прокварцованного сульфидизированного материала – 1,0 г/т. Литохимическое опробование на участке показало содержание золота от 0,01 до 3,0–5,0 г/т, сопутствующих компонентов цинка – 0,5 %, меди – 0,01 %. Проявление требует доизучения [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

*Проявление золото-серебряное Тузут (VI-3-10)*, расположенное на правом берегу р. Нальчан, в зоне Туостакского (Сетакчанского) шарьяжа и в экзонтакте Джябдыгинского массива кварцевых диоритов баки-дербекинского комплекса, приурочено к полю развития отложений нижеюрской сетакчанской свиты. Здесь прослежена зона сульфидизации северо-западного простирания мощностью до 500 м, протяженностью первые километры, представленная серией прожилков друзовидного брекчированного кварца с агрегатами галенита, сфалерита, пирита, халькопирита. Околорудные породы сильно хлоритизированы. Содержание золота – от 3,0 до 7,0 г/т, серебра – от 100 до 300 г/т. Проявление требует доизучения [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

На *проявлении Нинкат (VI-3-38)*, расположенном в истоках р. Секдекун в южном экзоконтакте Кутурукского массива арга-эмнекенского комплекса в известняках секдекунской свиты, установлено три морфологических типа рудных тел, несущих золотое оруденение: 1) сульфидные жилы в скарнах, 2) зоны дробления, минерализованные кварцем, пиритом и халькопиритом, реже касситеритом, 3) кварцевые жилы с редкими вкраплениями пирита, галенита, сфалерита, арсенопирита. Мощность тел первого типа – 0,8–2,5 м, второго – 1,0–1,5 м, третьего – 0,3–0,5 м; протяженность, соответственно, 40–100 м, 100–150 м и до десятка метров. Содержание золота колеблется от 0,003 до 5,7 г/т (первый тип), 0,05 г/т – второй и 1,0 г/т – третий. Содержание сопутствующих компонентов (%): серебро – 300 г/т, свинец – 0,01–1,0 %, медь – 0,01–1 %, олово – 0,1 %, сурьма – 0,1–0,2 %, висмут – 0,01–0,05 %, трехокись вольфрама – 0,05 %, мышьяк >1 %, цинк – 0,5 %. Прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> составляют 1,3 т [Денисов, 2006]. На объекте рекомендуется проведение оценочных работ [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

Участок Полигон площадью 14 км<sup>2</sup> включает в себя *проявление Полигон (VI-3-27)*, которое располагается на правом берегу р. Тарынг-Юрях, к северу от Кутурукского массива в зоне надвига северо-восточного простирания, где на расчищенном полотне полигона среди терригенно-карбонатных отложе-

ний тарынг-юряхской свиты, разбитых системой субширотных сближенных тектонических трещин, на интервале 800 м вскрыты кварцевые, кальцитовые и кварц-кальцитовые жилы и прожилки мощностью 1–15 см, содержащие сульфиды. Сульфиды представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, содержатся в жилах, а также в виде тонковкрапленной минерализации рассеяны по массе известняков, известковистых алевролитов и глинистых сланцев и в виде маломощных пленок и примазок по мелким трещинам и плоскостям напластования. По результатам опробования [Аулов и др., 1988ф] на площади 0,33 км<sup>2</sup> выявлено 31 рудное тело. Из них девять тел выведены на дневную поверхность, остальные 23 выделены по геохимическим данным как невоскрытые. Рудное тело Главное прослежено на 70 м при ширине 12 м и имеет средневзвешенное содержание золота 1,2 г/т, ртути 0,003 %, сурьмы и мышьяка до 1 %. Набор высококонтрастных аномалий над этим рудным телом предполагает наличие столбообразной залежи с хорошими перспективами оруденения на глубину. В 250 м к юго-западу локализовано восемь рудных тел, приуроченных к зонам межслоевых срывов. Содержание в них золота – от 1,11 до 7,84 г/т, мышьяка – 0,1 %, свинца – 0,1 %, цинка – 0,05 %, серебра – 3 г/т. Их мощность не превышает 1–2 м, протяженность – 50 м. На все рудные тела наложена кора выветривания. Фрагменты площадных и линейных кор выветривания выявлены по всему участку. Золото из кор выветривания, по данным анализа, не содержит никаких примесей. Прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>3</sub> на площади 0,33 км<sup>2</sup> с жилой Главная составили 2 т [Аулов и др., 1988ф]. Дальнейшие работы позволили перевести ресурсы в категорию Р<sub>2</sub> в объеме 50 т золота [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

В 1 км к востоку от участка Полигон в коренном залегании в ходе текущих работ обнаружена дайка габбродолеритов с содержанием золота до 3,5 г/т. Тело простирается в северо-восточном направлении согласно складчато-надвиговым структурам Тарынг-Юряхского тектонического блока. Судя по характеру контакта, дайка локализована в зоне разлома. Рудные содержания приурочены к центральной и юго-западной частям интрузива.

Участки Бутон, Хатыннах-Сала и Лепесток с одноименными проявлениями (VI-4-19,29,34) находятся в пределах сложнопостроенного Солорюн-Таландинского пакета надвиговых пластин.

Участок Бутон с *проявлением Бутон* (VI-4-19) расположен на водоразделе в верховьях р. Санга-Сян. На площади участка развиты переслаивающиеся мраморизованные слюдястые известняки и известково-глинистые сланцы тарынг-юряхской и волчинской свит, измененные в зоне динамометаморфизма, деформированы надвигами. Породы интенсивно трещиноваты, пронизаны кварц-карбонатными прожилками, несут рассеянную пиритовую минерализацию. Надвиги преимущественно северо-восточного, реже северо-западного направлений. С разломами северо-восточного простирания связаны окварцованные дайки позднеюрских габбродолеритов мощностью от 0,5 до 0,7 м. Золотое оруденение локализовано в минерализованной зоне дробления, приуроченной к участку пересечения свода антиклинали разломом северо-западного направления. Мощность зоны – 20 м, протяженность – свыше 30 м. Она насыщена кварц-карбонатными жилами мощностью до 0,7 м и рассеян-

ной вкрапленностью сульфидов. Материал зоны представлен брекчированной рудной массой, на 85–90 % состоящей из арсенопирита; в переменных количествах присутствуют пирит и пирротин в форме гнезд и прожилков, редко встречаются сфалерит и галенит. С поверхности рудный материал часто замещен лимонитом и скородитом до состояния рыхлой массы. Наиболее золотоносна (8,2–26,5 г/т), по данным штучного опробования, пирит-пирротин-арсенопиритовая брекчия. Копушное опробование зоны до глубины 70 см показало до 60 знаков золота на 1,5 ендовки, что в целом подтверждает данные штучного опробования. Размеры золотинок – до 0,5 мм, встречаются сростки с арсенопиритом. Во вмещающих породах золото и мышьяк не обнаружены. Кроме золота выявлены мышьяк >0,1 %, свинец – 0,1 %, медь – 0,1 %, цинк – 0,1 %, серебро – 5 г/т [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

Участок Хатыннах-Сала включает проявление и ряд пунктов минерализации. *Проявление Хатыннах-Сала (VI-4-29)*, расположенное на водоразделе рек Хатыннах-Сала и Прав. Хатыннах-Сала, приурочено к мраморизованным известнякам и глинисто-карбонатным, участками хлоритизированным и серицитизированным, сланцам балгикакчанской свиты. Строение участка чешуйчато-надвиговое, осложненное крутопадающими субмеридиональными нарушениями. Породы интенсивно переработаны гидротермально-метасоматическими и гипергенными процессами [Аулов и др., 1988ф]. Видимая мощность зоны выщелачивания составляет 150 м. В нижней части формируется зона вторичного обогащения гипергенным золотом, с которой связываются основные перспективы участка. Канавами вскрыты рудные тела, представленные минерализованными зонами дробления с обломками кварца, сцементированного желтовато-бурой глиной, зонами интенсивного окварцевания и пиритизации с кварцевыми и кварц-карбонатными жилами с пиритом, арсенопиритом, галенитом. Выделено пять рудных тел мощностью от 1 до 20 м и протяженностью 70–250 м. Содержание золота – 3,4–13,6 г/т, местами до 20 г/т, при среднем содержании на рудное тело – 5,63 г/т. В основном золото находится в пирите в тонкодисперсном состоянии. Присутствуют свинец – 0,1 %, сурьма – 0,003 %, серебро – 3 г/т. По данным работ масштаба 1 : 50 000 [Платонов и др., 1997ф], прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> на мощность рудного тела № 5 1,98 м составляют 0,075 т. Ресурсы золота категории P<sub>2</sub> составили 0,1 т. Пересчитанные позднее [Денисов, 2006] ресурсы золота категории P<sub>2</sub> составили 3,3 т [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

Участок Лепесток с *проявлением Лепесток (VI-4-34)* и рядом пунктов минерализации расположен в истоках руч. Бёрё, на правом и левом склонах. Участок сложен мраморизованными слюдястыми известняками тарын-юряхской свиты и известковистыми алевролитами, известняками и углисто-глинистыми сланцами унгинской свиты. Породы метаморфизованы в зелено-сланцевой фации и разбиты многочисленными разрывными нарушениями, сопровождающимися зонами дробления, трещиноватости, кварц-карбонатного прожилкования, лимонитизации и интенсивной пиритизации. Проявление Лепесток приурочено к узлу пересечения разлома северо-восточного простирания с субширотной зоной дробления, представленной интенсивно лимонитизированной кварц-карбонатной брекчией с галенит-сфалерит-арсе-

нопиритовой минерализацией. Сульфиды выщелочены. Мощность зоны не превышает 0,5 м, протяженность – до 300 м. По данным спектрозолотометрического анализа, содержание золота составляет от 1,9 до 6 г/т и более. По данным ПРА, содержание серебра составляет 990 г/т, мышьяка – 14,15 %, свинца – 8,49 %, цинка – 0,528 %; по данным ПКСА, содержание сурьмы >0,1 %, меди – 0,1 %. В зальбандах зоны брекчированные сланцы несут вкрапленную минерализацию галенита, арсенопирита и пирита. Участок заслуживает дальнейшего изучения, включая горные работы и бурение [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

*Проявление Омчик (VI-3-65)* расположено на правом берегу одноименной реки – правого притока р. Моголох и приурочено к блокам скарнированных известняков нижнего палеозоя, заключенных между выходами двух гранитоидных интрузий южно-ниргизского комплекса и вблизи Оландинского сброса. Здесь канавами вскрыта серия разноориентированных минерализованных зон дробления протяженностью 100–200 м и мощностью до 2 м с кварцевой и рассеянной сульфидной минерализацией (арсенопирит, пирит, пирротин, халькопирит, магнетит); содержания золота – от 0,05 до 0,7 г/т. По данным спектрохимического анализа мономинеральных проб в кобальтсодержащем пирите, содержание золота – до 10 г/т. В скарнированных известняках в штучной пробе из кварц-хлоритовых прожилков с арсенопиритом установлено более 6 г/т золота. Содержание сопутствующих компонентов: мышьяк – 0,02–0,07 %, медь – 0,02 %, кобальт – 0,005 %, никель – 0,005 %, цинк – 0,007–0,1 %. Рекомендуется дальнейшее доизучение проявления [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф]

***Золоторудная джаспероидная формация (карлинский тип).*** Представители данной формации являются продуктами низкотемпературного гидротермального процесса, проходившего с привносом золота преимущественно в зонах разломов. Рудоподводящими и рудолокализирующими являются те же тектонические трещины и ослабленные зоны, в которых на ранних этапах происходила локализация ртути. Распределение рудных тел подчинено стратиграфическому и структурному контролю. Золотая минерализация в большинстве случаев приурочена к надвигам среди карбонатных и кремнисто-карбонатных пород, часто углеродистых. Золото-сульфидная минерализация представлена тонкозернистыми сульфидами с субмикронным или изоморфным золотом, выдержан золото-ртутно-галлиево-мышьяковый геохимический спектр руд, аргиллизитовый и джаспероидный типы околорудного метасоматоза. Объекты формации не демонстрируют явную связь с магматическими образованиями, хотя пространственно золотые объекты иногда сопряжены с дайками габбродолеритов.

Формация включает в себя пять золото-ртутных проявлений и два пункта минерализации. Наиболее представительными из них являются проявления Арбат, Малыш, Удачное и Сибичан.

*Проявление Арбат (V-3-69)* расположено между ручьями Смежный и Арбат, левых притоков р. Сакиды, в пределах Калычанского золото-ртутно-сурьмяного рудного узла. Основанием для предварительной оценки золотосодержимости участка Арбат [Мусалитин; Булатов, 1961ф] послужили данные предыдущих исследователей [Галкин, 1960ф; Зиверт, 1956ф]. После проведе-

ния поисковых работ, дальнейшего геологического доизучения [Аулов и др., 2006ф; Князев и др., 1999ф; Морозов, 2009ф] и поисково-ревизионных работ [Буянкин и др., 1999ф] было уточнено геологическое строение, параметры и количество рудных тел, подсчитаны (и в дальнейшем пересчитаны) прогнозные ресурсы.

Оруденение приурочено к рябининской свите силура и к тектоническим контактам ее с подстилающими и перекрывающими отложениями и контролируется Иначской надвиговой зоной, которая в свою очередь раздроблена системой субпараллельных трещин, иногда залеченных дайками основного состава. Золотое оруденение сосредоточено в узкой (100–200 м) протяженной (2,0 км) полосе метасоматически измененных пород, примыкающей к тектоническому нарушению субмеридионального простирания. Стратоидные рудные тела Арбата образуют протяженную серию субмеридионального простирания мощных линз полностью окисленных руд. Линзы представлены метасоматически измененными известняками кирпично-красного и матового-голубого цветов с вкрапленностью флюорита, киновари, реальгара, аурипигмента [Суплецов, 1997]. Канавами вскрыто два рудных тела с промышленными параметрами. Рудное тело 1 представлено крутопадающей минерализованной зоной дробления, приуроченной к тектоническому контакту рябининской и ухватской свит силура субмеридионального простирания, мощностью 1,4–28 м, протяженностью 220 м, в отдельных частях зоны, содержащей золото от 4 до 19 г/т. Зона дробления выполнена перетертыми до дресвы и глины известняками, прокварцованными и рассеченными нитевидными карбонатными прожилками. Рудные минералы – аурипигмент, реальгар, пирит, киноварь, антимонит, золото – распределены неравномерно. Под острым углом эта зона пересечена зоной дробления северо-западного простирания (рудное тело 2), представленной кварц-карбонатно-известковистой брекчией мощностью 1–4 м, протяженностью 50 м. Содержание золота колеблется от 6,8 до 8,0 г/т. Кроме золота в рудах содержатся мышьяк >1 %, ртуть – 0,2 %, сурьма – 0,05–0,2 %. На участке сочленения рудных тел 1 и 2 золотая минерализация проявлена во всей толще доломитистых известняков рябининской свиты и в приконтактных частях подстилающих и перекрывающих пород. Общая мощность оруденелых пород – около 200 м, средневзвешенное содержание золота – 0,7 г/т. Максимум золотого оруденения приурочен к контактам рябининской свиты с углеродисто-глинистыми сланцами и известняками ухватской свиты. Помимо рудных тел 1 и 2 значимые содержания золота (от следов до 1–5 г/т) зафиксированы в ряде канав, пройденных в измененных известняках и доломитах рябининской свиты, что позволило сделать вывод об общей зараженности данных пород золотом и наличии тонкодисперсной минерализации в этой толще [Аулов и др., 2006ф; Морозов, 2009ф].

Запасы золота категории С<sub>2</sub> по рудным телам 1 и 2 составляют 816 кг со средними содержаниями по рудным телам от 1,2 до 6,61–7,53 г/т. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub> оценены по параметрам вторичных ореолов рассеяния. С учетом разведанных запасов они составляют 4,3 т [Князев и др., 1999ф; Сонин, 1965ф].

В 1999–2006 г. произведена переоценка запасов золота. Запасы по рудным телам 1 и 2 из категории С<sub>2</sub> переведены в прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> и

оценены в 3,144 т при средних содержаниях золота 2,9 и 3,9 г/т, мощностях 8,77 и 7,24 м, длине рудных тел 225 и 50 м (с учетом участка Ус – 3,409 т при среднем содержании 2,5 г/т). Ресурсы категории Р<sub>2</sub> составляют 1,874 (1,9) т [Денисов, 2006; Буянкин и др., 1999ф].

В результате геохимической съемки и по совокупности прямых и косвенных поисковых признаков в пределах рудного поля Арбат выделены еще четыре минерализованные зоны, сопряженные с Иначским надвигом, перспективные на обнаружение новых рудных тел с содержанием золота 0,4–1,6 г/т. Всего предполагается семь рудных тел мощностью 1,88–4,0 м, протяженностью 100–250 м.

Данные маршрутных исследований и литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния свидетельствуют о возможности обнаружения на южном и северном флангах рудного поля новых рудных тел с промышленными параметрами, приуроченных как к тектоническому контакту рябининской и ухватской свит, так и к разрывным нарушениям северо-западного и субширотного простираний. На проявлении рекомендовано проведение оценочных работ для обеспечения промышленной оценки с подсчетом ресурсов и запасов категорий Р<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров 2010ф].

*Проявление золота и ртути Малыш (VI-3-13)* расположено на левобережье р. Нальчан. Оруденение локализовано в слоистых известняках ордовика (калычанская и удачинская свиты) в зоне крупного надвига и разрывных нарушений северо-северо-восточного простирания. Здесь выявлено 10 рудных тел, представленных невыдержанными по мощности (0,5–10 м) минерализованными зонами дробления субмеридионального простирания протяженностью от 100–500 м до 1,8 км. Зоны насыщены секущими жилами кальцит-киноварного состава мощностью 0,5 м, длиной до 35 м, штокверками (40–50 × 1,4–3,5 м) с кальцит-киноварными прожилками, а также блоками мощностью 10–30 м и протяженностью 150 м осветленных трещиноватых известняков с кальцитовыми прожилками, зонками дробления с содержащим киноварь кальцит-халцедоновым цементом мощностью 2 м, длиной 60 м. Руды прожилково-вкрапленные, рудные минералы – киноварь, пирит, арсенопирит, сфалерит, золото. Распределение оруденения неравномерное: ртуть – 0,17–0,83 %, сурьма – 0,1–0,5 %, мышьяк – 0,1 %, медь – 0,005 %. Золото связано с одной из зон дробления (рудное тело № 4) мощностью 1,1 м, протяженностью 800 м. Содержание золота – от следов до 2 г/т, в отдельных пробах – от 5–7 до 26,8 г/т (среднее 11,4 г/т). При глубине подвески 50 м прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>1</sub> определены в количестве 1,254 т [Денисов, 2006], запасы ртути категории С<sub>2</sub> – 397 т [Буянкин и др., 1999ф; Вишневская и др., 1997ф], прогнозные ресурсы на участках Малыш, Ночной, Светлый категорий: Р<sub>1</sub> – 409 т, Р<sub>2</sub> – 800 т [Денисов, 2006]. На объекте рекомендуется проведение оценочных работ [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

*Проявление Удачное (VI-3-5)* на левобережье р. Сакундя представлено двумя зонами дробления в доломитизированных известняках, содержащих вкрапленность и примазки киновари. Мощность зон – 1,8 и 18,5 м, протяженность – 250 м. Они насыщены прожилками кальцита. Присутствуют пирит, галенит, гематит, золото. Содержание: золота 0,5–0,8 г/т (редко до 5 г/т),



ртути – 0,03–0,06 % (в единичных пробах до 7–10 %), меди – 0,005 %, свинца – 0,01 %. Проявление требует доизучения [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

*Проявление золота и ртути Сибичан (VI-3-14)* расположено в верховьях одноименного ручья, правого притока р. Нальчан, и приурочено к тектонической пластине Туостакского (Сетакчанского) шарьяжа, представленной дробленными и сильно измененными карбонатными породами нижнего девона, надвинутыми на нижнеюрскую сетакчанскую свиту. Непосредственно западнее расположен Джябдыгинский массив гранитоидов бакы-дербекинского комплекса, его сателлиты и серия даек. Приконтактовые породы ороговикованы и скарнированы. Рудные тела двух типов: скарново-рудные тела сульфидного и сульфидно-магнетитового состава (пирротин, пирит, арсенопирит, со знаками касситерита и киновари) и минерализованные зоны дробления с арсенопиритом протяженностью до 1 км при мощности 1–15 м. Минерализованные зоны вскрыты 10 канавами. В узлах пересечения зон выявлены рудные столбы размером в плане до 50 × 50 м с содержанием золота – 0,1–2,7 г/т, цинка – 0,01–0,5 %, меди – 0,05 %, ртути – 0,05 %, сурьмы – 0,05–0,1 %, серебра – 10 г/т. Западнее, в контакте с гранодиоритами скарны вмещают шесть тел с сульфидно-магнетитовым оруденением в зоне мощностью 0,2–5 м, длиной первые десятки метров. Скарны на золото не анализировались. На участке Сибичан определены прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> в 5 т [Денисов, 2006]. На объекте рекомендуется проведение оценочных работ [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

*Проявление Пологое (VI-3-3)* расположено на водоразделе ручьев Пологий и Болотный (правых притоков р. Калычан) в всياчем блоке надвига северо-восточного простирания и сопряженных с ним оперяющих трещинах. Участок сложен карбонатными породами и глинистыми сланцами ордовика (тарынг-юряхская свита), надвинутыми на образования силура (рябининская свита) и нижнего девона (датнинская свита). Осадочные породы прорваны дайками габбродолеритов. Породы доломитизированы, окварцованы, участками сульфидизированы и аргиллизированы. Канавами вскрыто четыре рудных тела (№ 30,47,46 и безымянное). Наиболее крупное из них (№ 30) приурочено к системе сближенных зон дробления субмеридионального простирания в поле развития тарынг-юряхской свиты, рудное тело извилистой формы, с раздувами и пережимами, имеет протяженность 650 м при мощности (по бортовому содержанию золота 1 г/т) от 1 до 14,5 м (средняя мощность 5,64 м). Остальные рудные тела линейной формы вскрыты единичными выработками и фрагментарно прослежены на расстояние от 50 до 1000 м при мощности 0,85–5,82 м. При пересечении рудных тел № 30 и 47 возможно присутствие рудных столбов. Рудные тела представлены зонами брекчий с кварц-карбонатным цементом, часто превращенных в охристо-глинистую массу. В частности, рудное тело № 47 представлено брекчированными битуминозными известняками, на многих участках интенсивно выщелоченными, с накоплением остаточной глины, которая составляет 70–80 % объема пород. Околорудные изменения выражены в окварцевании и развитии кварц-карбонатных прожилков с вкрапленностью сульфидов (антимонит, пирит, киноварь, арсенопирит, халькопирит) и золота. Содержание золота в отдель-

ных пробах достигает 93–158,9 г/т, среднее содержание по рудным телам от 8,53 до 13,6 г/т. Из попутных элементов отмечаются серебро – до 20 г/т, сурьма – 0,01–4,3 %, ртуть до 0,2 %, мышьяк – 1 %, олово – до 0,1 %. По двум рудным телам (№ 30 и 47) прогнозные ресурсы золота оставляют по категориям  $P_1$  6,204 т,  $P_2$  – 6,5 т [Денисов, 2006]. По результатам геохимического опробования [Аулов и др., 2006ф; Буянкин и др., 1999ф], площадь проявления оконтуривается контрастной (0,1–4,0 г/т) аномалией золота, максимальные содержания (0,9–4,0 г/т) фиксируют рудное тело № 30.

На объекте рекомендуется проведение оценочных работ, включающих проходку канав, колонковое бурение, с целью блокировки выделенных рудных тел и их промышленной оценки [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

*Проявление Звонарь (V-3-72)* расположено на правом склоне долины руч. Арбат, левого притока р. Сакиндя, в 700 м выше устья, открыто А. Г. Буянкиным [Буянкин, 1999ф] в ходе поисково-ревизионных работ. В зоне интенсивных присдвиговых дислокаций Иначского и Сакиндинского разлома канавами вскрыто пять минерализованных зон дробления в глинистых известняках удачининской свиты мощностью от 1,5 до 8 м, прослеженных на протяжении 2 км. Зоны сложены желтовато-белой глиной с обломками окварцованных доломитизированных известняков, пронизаны кварцевыми и кварцкарбонатными жилами мощностью 0,3–0,5 м. В одной из зон установлены прожилки антимонита мощностью до 3 см. Содержание золота в кварцантимонитовых жилах – от 1,8 до 36,9 г/т, сурьмы – от 9,69 до 61,8 %. Известняки, вмещающие зоны дробления, обогащены золотом (до 1,4 г/т), в протолочках из зон дробления содержание золота – от 1 до 54 знаков, а во вмещающих прокварцованных известняках и сланцах самородное золото содержится до 1,4 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории  $P_2$  – 3,88 т при средних содержаниях 8,1 г/т [Денисов, 2006; Буянкин, 1999ф]. На проявлении рекомендовано проведение оценочных работ для обеспечения его промышленной оценки с подсчетом запасов категории  $C_2$  [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015; Петров, 2010ф].

*К золоторудной скарновой формации* отнесено три проявления и пункт минерализации, расположенные в южной части территории листа.

*Проявление Уччугей (VI-3-28)*, расположенное в северном экзоконтакте Кутурукского гранодиоритового массива в зоне тектонического нарушения, где по карбонатным породам тарынг-юряхской свиты развиты пироксен-амфиболовые скарны мощностью от 1 до 25 м и протяженностью до 700 м. Оруденение представлено тонкопрожилковыми и вкрапленными пирит-пирротин-халькопирит-арсенопиритовыми рудами. Мощность отдельных сульфидных жил и прожилков – от 0,3 до 15,0 см. Содержание золота колеблется от 0,002 до 22,0 г/т, мышьяка 0,1 %, меди – 0,007–0,1 %, цинка – 0,007–0,07 %, серебра – 20 г/т. Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  – 1,8 т [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

В северо-западном экзоконтакте Саханьинского массива одноименного комплекса локализованы два проявления и пункт минерализации золота со схожими параметрами оруденения. Наиболее изученным среди них является *проявление Западное (VI-2-8)*. На проявлении проведены поисково-оценоч-

ные работы [ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015]. Золотоносный участок тянется на 13 км. Контакты интрузива с вмещающей чибагалахской свитой нижнего силура на участке прямолинейные, крутопадающие (80–85°), часто тектонические. Проявление состоит из 27 скарново-рудных тел (линз) с магнетит-людвигитовым, людвигитовым и сульфидным оруденением; мощность линз – от 0,5 до 5 м, а длина – 10–250 м. В рудных телах с сульфидной минерализацией местами наблюдаются зоны дробленых скарнов мощностью до 1,25 м и длиной порядка 300–350 м. Скарны сложены пироксеном, гранатом, форстеритом; в подчиненном количестве встречаются везувиан, флогопит, шпинель, эпидот, тремолит, актинолит, диопсид, кварц, карбонаты. Главные рудные минералы – магнетит, людвигит, касситерит, пирротин, арсенопирит, шеелит, халькопирит, второстепенные – аксинит, пирит, ильменит; примеси – золото, суанит, сфен. Химическим анализом в рудах установлено золото – в среднем 6,62 г/т, прогнозные ресурсы его по категории P<sub>2</sub> оцениваются в 1200 кг [ГК R-54-XXXIII, XXXIV; Петров и др., 2013ф]. Кроме золота, в рудах установлены (%): олово 0,25–0,61, медь – более 0,25, свинец – более 0,25, мышьяк – более 1, цинк – 0,1, серебро – более 0,025, бор – до 14,43, молибден – до 0,09, висмут – до 0,05, вольфрам – 0,02, ванадий – 0,005.

**Россыпная золотоносность.** Наибольшее количество россыпей расположено в пределах южной части территории листа, за исключением россыпи Желтая.

Россыпь р. Жёлтая (V-4-43) открыта в 1994 г., разведана в 1995–1996 гг., подготовлена к освоению. Госрезерв с 2005 г. Суммарная длина россыпи – 2,4 км, ширина 240–400 м. Промышленная часть россыпи по р. Жёлтая и по притокам: длина 1476 м, ширина 35–118,5 (65,9) м, мощность песков – 1,2–2,0 (1,52) м, мощность торфов – 1,77–2,87 (2,41) м. Золото представлено зернами и пластинами, цвет золотисто-желтый. Размер золотинок – от 0,3 до 5 мм. Пробность 910. При среднем содержании золота 0,44 г/м<sup>3</sup> запасы категории C<sub>1</sub>, учтенные балансом в 1996 г., составили 89 кг. После старательской отработки на 2006 г. осталось в резерве 37 кг. Перспективы расширения объекта присутствуют. От отработанной части россыпь продолжается вниз по течению на 1,8 км. Следует ожидать увеличение запасов в россыпях по правым притокам Летний и Мастаах, а также вполне возможно наличие погребенных россыпей во впадине, в реках Нялгой и Мокрая, дренирующих тот же тектонический блок, что и р. Жёлтая [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров 2010ф].

Практически все россыпи золота, расположенные в пределах южной части листа, локализованы в долинах водотоков, дренирующих карбонатные породы (известняки и доломиты) и слабо метаморфизованные карбонатные породы (известково-хлоритовые сланцы). Основная часть запасов сосредоточена в аллювии водотоков I–IV порядков. Возраст золотоносных отложений четвертичный (поздний неоплейстоцен–голоцен). Морфологически различаются россыпи долинных, русловых и террасовых. Для них характерны невыдержанные размеры и мощные пласты, незначительные мощности пород вскрыши. Продуктивный пласт представлен, как правило, 1–2-струйчатой приплотиковой и плотиковой залежью. Преобладающие размеры золотинок составляют 0,2–5 мм; форма золотинок – пластинки, зерна неправильной формы, иногда хорошей окатанности. Изредка встречаются небольшие (до 3–4 г) са-

мородки, редко до 17,54 г (руч. Хатыннах-Сала). Пробность 810–933. Кроме золота, в россыпях присутствуют в знаковых количествах киноварь, шеелит, касситерит, галенит, вольфрамит, арсенопирит. Содержание золота колеблется от 0,25 до 73,6 г/м<sup>3</sup> (средние – от 0,6 до 4,78 г/м<sup>3</sup>) [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров 2010ф].

Примером одной из долинных россыпей в пределах Калычанского узла является малое россыпное месторождение руч. Сибичан – водотока второго порядка протяженностью 4,5 км (на карте показан совместно с россыпью (VI-3-16, Нальчан), россыпь разведана в 1986–1987 гг., частично отработана, в настоящее время законсервирована, поставлена на Госбаланс. Россыпь представлена лентообразной прерывистой русловой залежью протяженностью 3,4 км (при общей длине россыпи 4,5 км), шириной 10–110 м (средняя 28 м) при мощности торфов 1,6–7,2 м (средняя – 4,2 м), песков 0,4–2 м (средняя 0,6 м), при среднем содержании золота 0,78–5,48 г/м<sup>3</sup> (среднее – 1,27 г/м<sup>3</sup>). Пробность золота 817–849. Запасы в русловой залежи категории С<sub>1</sub> составили 79 кг, ресурсы категории Р<sub>2</sub> – 40 кг. По заключению И. А. Фатхуллина [Фатхуллин, 1994ф], по левому борту в среднем течении ручья и до устья можно ожидать погребенный тальвег, выполненный неоплейстоценовыми осадками. Протяженность россыпи ожидается 2 км при ширине 30 м, мощность торфов – 6 м, песков – 1,5 м, среднее содержание – не менее 2 г/м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub> составят 180 кг [ГК R-54-XXXIII, XXXIV; Петров и др., 2013ф].

Запасы россыпей по категории С<sub>1</sub> по Калычанскому узлу составляют 95 кг. Прогнозные ресурсы Р<sub>1</sub> (техн.) – 36 кг, Р<sub>1</sub> – 48 кг, Р<sub>2</sub> – 1016 кг, Р<sub>3</sub> – 907 кг [ГК R-54-XXXIII, XXXIV; Петров и др., 2013ф].

В пределах Тарынг-Юряхского узла ведутся работы по добыче россыпного золота силами ООО «Янзолото».

*Россыпь Тарынг-Юрях-1* (VI-3-19) прослежена на протяжении 7,8 км при ширине 70–180 м. Промышленная золотоносность связана как с отложениями русла и поймы, так и с отложениями террас различного уровня. Россыпь аллювиальная долинная современная представлена ленточной залежью, приуроченной к основанию аллювиальных галечников и состоящей из двух, местами из трех струй. Наиболее высокие концентрации отмечаются на поверхности плотика. Просадка золота в кавернозные трещиноватые породы плотика, сложенного известняками, известково-глинистыми сланцами, достигает 0,8–1,2 м. Средняя мощность торфов составляет 2,6 м при колебаниях от 0,4 до 9 м, песков – 0,8 м при колебаниях от 0,2 до 2 м. Средние содержания золота 0,79 г/м<sup>3</sup> при колебаниях от 0,2 до 16,2 г/м<sup>3</sup>. Золото представлено пластинками, зернами, дендритами, сростками кристаллов. Окатанность хорошая, цвет золотин – золотисто-желтый, зеленовато-желтый, оранжево-желтый. Размер золотин колеблется от 0,25 до 2,6 мм. Запасы золота категории С<sub>1</sub> – 418 кг [Фигун В. И., 1997ф].

*Россыпь Тарынг-Юрях (Прижим)* (VI-3-37) расположена в верховьях р. Тарынг-Юрях в его правом притоке руч. Прижим. Россыпь аллювиальная долинно-террасовая, представлена прерывистыми ленточными залежами, приуроченными к тальвегу долины и первой надпойменной террасы 3–5-метрового уровня. Длина россыпи составляет 5,48 км, ширина промышлен-

ных контуров – от 5 до 50 м при средней 24 м. Промышленный пласт приурочен к подошве крупногалечных аллювиальных отложений и верхней части трещиноватого коренного плотика, сложенного известняками и хлоритовыми сланцами. Мощность торфов – 1,2–10,2 м при средней 4,9 м, песков – 0,4–2,0 м при средней 0,8 м. Просадка золота в коренные породы плотика – 1,6 м. Распределение золота в россыпи крайне неравномерно, содержание его на пласт от 0,07 до 14,6 г/м<sup>3</sup>, среднее 3,16 г/м<sup>3</sup>. Золото представлено кристаллами, зернами, дендритами, сростками кристаллов и прожилками. Окатанность хорошая, цвет золотин – золотисто-желтый, зеленовато-желтый. Размер золотин колеблется от 0,25 до 5,92 мм. Запасы золота категорий: С<sub>1</sub> – 281 кг, С<sub>2</sub> – 24 кг, ЗБЗ – 5 кг [Фигун, 1997ф].

Пересчитанные в 2006 г. по всем трем участкам россыпи р. Тарынг-Юрях суммарные запасы составляют по категориям: С<sub>1</sub> – 939 кг, С<sub>2</sub> – 24 кг, ЗБЗ – 5 кг [Денисов, 2006]. Суммарные прогнозные ресурсы категорий: Р<sub>1</sub> – 140 кг, Р<sub>2</sub> – 290 кг, Р<sub>2</sub> (техн.) – 91 кг [Денисов, 2006; Фатхуллин, 1994ф; Фигун, 1997ф].

Примером северо-восточной части Тарынг-Юряхского узла может являться россыпное проявление р. Буоллага (VI-3-17), правого притока р. Тарынг-Юрях, водотока IV порядка. В ручье на протяжении 5 км при ширине 10–50 м установлена золотоносность в террасовом и русловом аллювии от 0,04 до 3,0 г/м<sup>3</sup> при среднем 0,6 г/м<sup>3</sup>. Золотоносен также погребенный тальвег (содержание 3,0 г/м<sup>3</sup>). Мощность торфов: русло – 3,0 м, терраса – 1,5 м, погребенный тальвег – 5,0 м; песков: русло – 1,0 м, терраса – 0,5 м, тальвег – 2,0 м. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub>: русло – 42 кг, терраса – 105 кг [Лутай, 1988ф; Фатхуллин, 1994ф].

Месторождение среднее р. Секдекун (VI-3-34), правого притока р. Тарынг-Юрях частично отработано, законсервировано, в настоящее время на Госбалансе. Промышленная золотоносность установлена в русловом и террасовом аллювии на протяжении 13,1 км при средней ширине 42 м. Мощность торфов колеблется от 0,4 до 9,2 м при средней 3,7 м, песков – от 0,4 до 1,2 м при средней 0,7 м. Распределение золота в россыпи неравномерное – среднее содержание на пласт по выработкам составляет от 0,29 до 65,9 г/м<sup>3</sup>, по россыпи – 1,31–2,65 г/м<sup>3</sup>. Средняя крупность золотин – 3,56 мм, средний вес – 5,71 мг, пробность 791–913. Подсчитанные В. И. Фигуном в 1997 г. запасы золота категории С<sub>1</sub> при среднем содержании 2,14 г/м<sup>3</sup> составляли 1571 кг, С<sub>2</sub> – при среднем содержании 1,38 г/м<sup>3</sup> – 46 кг, ЗБЗ – 8 кг. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub> – 222 кг [Фатхуллин, 1994ф; Фигун, 1997ф]. Пересчитанные в 2006 г. запасы категории С<sub>1</sub> составили 842 кг, С<sub>2</sub> – 38 кг, ЗБЗ – 8 кг [Денисов, 2006; ГК R-54-XXXIII,XXXIV; Петров и др., 2013ф].

В юго-восточной части Тарынг-Юряхского узла выявлено россыпное проявление р. Сычаган (VI-3-43), локализованное в верховьях одноименного ручья и представленное русловой и террасовой россыпями. Длина россыпи – 6 км, ширина – 40 м, мощность торфов 1,4–4,0 м, песков – 0,8–1,0 м. Содержание золота колеблется от 0,1 до 1,65 г/м<sup>3</sup>, среднее составляет 0,8 г/м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub>: 392 кг – русло, 491 кг – терраса [Фатхуллин, 1994ф].

Наиболее изученным россыпным объектом в солорюнском узле является россыпь руч. Омчик (VI-3-64), правого притока р. Моголох. Россыпь долинная аллювиальная современная, представлена узкой прерывистой залежью длиной 9,3 км, характеризуется шириной от 10 до 70 м при средней 41 м. Пласт приурочен к подошве аллювия и структурному элювию. Плотик россыпи неровный, осложнен микротальвегами, западинами и кавернами. Сложен известняками, известково-глинистыми сланцами с кварц-карбонатными прожилками с убогой сульфидной минерализацией. Просадка в плотике – до 1,2 м. Мощность торфов – 1,3–3,7 м при средней 3,2 м, песков – 0,4–2,0 м при средней 1,3 м. Распределение золота крайне неравномерное, содержание его колеблется от 0,76 до 15,4 г/м<sup>3</sup> при среднем 1,3 г/м<sup>3</sup>. Золото имеет пробность 849. Законсервирована, поставлена на Госбаланс. Запасы категории С<sub>1</sub> – 371 кг [Денисов, 2006]. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> – 80 кг [Фатхуллин, 1994ф; Фигун, 1997ф]. Прирост ресурсов возможен при повторной перемывке отвалов и за счет доразведки боковых притоков.

Ольдинский золоторудно-россыпной узел характеризуется широким развитием россыпных объектов золота: здесь выявлены одно среднее месторождение (VI-4-13), малые месторождения (VI-4-30,33) и ряд россыпных проявлений, наиболее масштабные из которых отражены на картах (VI-4-16, 24, 28).

Одной из наиболее крупных долинных россыпей является среднее россыпное месторождение р. Хатыннах-Сала (VI-4-13), почти полностью отработанное, в настоящее время законсервированное. Месторождение представляет собой приплотиковую россыпь длиной более 17 км, шириной 90 м. Мощность песков – 0,4–3,3 м при средней 1,92 м, торфов 0,8–4 м при средней 1,12 м. Ширина и мощность пласта не выдержаны, содержание золота – от 0,54 до 10,9 г/м<sup>3</sup>, среднее – 4,58 г/м<sup>3</sup>. Максимальное содержание золота приурочено к участкам залегания россыпи на глинистых сланцах. На карбонатных породах содержания забалансовые. Золото мелкое, пластинчатое, часто в сростках с кварцем и кальцитом. Минеральный состав – шеелит, ильменит, магнетит, пирит, циркон, галенит, халькопирит. Запасы категории С<sub>1</sub> – 137 кг, ЗБЗ – 20 кг [Денисов, 2006]. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> – 1100 кг [Платонов и др., 1997ф; Фатхуллин, 1994ф]. Возможен прирост ресурсов за счет доразведки [ГК R-54-XXXIII, XXXIV; Петров и др., 2013ф].

Интерес представляет малая россыпь руч. Дадыка, левого притока р. Чыбакылах (VI-4-30), частично отработанная, законсервированная, поставленная на Госбаланс. Россыпь современной речной долины характеризуется невыдержанной мощностью и шириной пласта. Длина россыпи – 8,2 км, ширина – 10–100 м при средней 45 м, мощность торфов – 1,3–3,5 м при средней 2,8 м, песков – 0,3–1,8 м при средней 1,0 м. Содержание золота колеблется от 0,56 до 4,72 г/м<sup>3</sup> при среднем 1,21 г/м<sup>3</sup>. Запасы категории С<sub>1</sub> – 115 кг, ЗБЗ – 34 кг [Денисов, 2006]. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> – 153 кг [Платонов и др., 1997ф; Фатхуллин, 1994ф]. Прирост ресурсов возможен при повторной перемывке отвалов и за счет доразведки боковых притоков [ГК R-54-XXXIII, XXXIV; Петров и др., 2013ф].

*Месторождение руч. Извилистый (VI-4-12), водотока второго порядка законсервировано, поставлено на Госбаланс. Промышленная россыпь современная долинная; представлена узкой ленточной залежью длиной 3,6 км, ши-*

риной от 10 до 40 м при средней 18,6 м. Пласт песков мощностью 0,4–1,2 м при средней 0,8 м, торфов – от 2,4 до 6 м при средней 3,0 м. Золото приурочено к основанию аллювия, просадка не более 0,8 м. Плотик неровный, с западинами и кавернами сложен мраморизованными известняками с сульфидной минерализацией. Содержание золота – от знаков до 8,8 г/м<sup>3</sup> при среднем 1,4 г/м<sup>3</sup>. Золото пластинчатое, лепешкообразной формы, пробность 933. Запасы золота категории С<sub>1</sub> составляют 74 кг [Денисов, 2006], прогнозные ресурсы категории Р<sub>2</sub> – 100 кг [Фатхуллин, 1994ф; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; Петров и др., 2013ф].

Непромышленная россыпь Кис-Юрях (VI-1-20) оконтурена в верхнем течении р. Кис-Юрях по двум линиям поисково-разведочного бурения [Малов, 1989ф], а также приурочена к аллювиальным отложениям голоцена. Средняя мощность песков – 0,4 м, торфов – 8,0 м, среднее содержание золота – 0,14 г/м<sup>3</sup>.

Россыпные месторождения и проявления золота, помимо промышленного значения, являются важным прямым поисковым признаком коренного золотого оруденения.

**Серебро.** В большинстве случаев встречается как попутный компонент в рудах серебро-полиметаллической березитовой, касситерит-силикатной и золоторудной кварц-сульфидной формаций (см. разделы «Свинец», «Золото»). Собственно серебряные объекты представлены одним проявлением Шумное (IV-5-69) и четырьмя пунктами минерализации (IV-2-10; V-4-16; V-5-13,29). В ряде объектов серебряное оруденение сопровождается свинцом и цинком (VI-4-6,40), медью и цинком (IV-3-21, V-6-5).

Серебряное оруденение локализуется, как правило, в кварцевых, кварц-карбонатных, кварц-хлоритовых и кварц-турмалиновых жилах различной мощностью, залегающих в зоне дробления и трещиноватости. В большинстве объектов концентрации серебра связаны с присутствием его в качестве изоморфной примеси в галените, значительно реже серебро присутствует в самородном виде или в виде сульфосолей.

*Проявление Шумное (IV-5-9)*, как и пункты минерализации серебра к востоку от него, приурочено к эндо- и экзоконтактам Илин-Эмнекенского, Омчикандинского и Куранахского гранитоидных массивов. Обычно это кварцевые и кварц-турмалиновые жилы и прожилки и минерализованные зоны дробления в ороговикованных вмещающих породах и гранитоидах, содержащие пирит, галенит, сфалерит, пирротин, а также арсенопирит, касситерит, молибденит. Содержание серебра колеблется от 10–20 до 400 г/т; цинка – 0,1 %; свинца – 0,01–0,1 %; меди – 0,1 %. Редко встречаются висмут – до 0,05 %; олово – до 0,003 %; молибден – до 0,001 %; трехокись вольфрама – до 0,01 %.

На правобережье р. Нальчан, в верховье руч. Мокрый, в районе золото-серебряного проявления гидротермально-метасоматического типа Тугут повышенные содержания серебра приурочены к экзоконтакту Салтага-Тасского массива и локализованы в сульфидизированных вулканитах. Обычно это кварцевые жилы и прожилки во вмещающих породах, содержащие пирит, галенит, сфалерит, пирротин, а также эпидот, рутил, пироксен. Содержание серебра колеблется от 10–20 до 400–500 г/т, свинца – от 0,1 до 2,1 %, цинка –

от 0,1 до 0,59%. Редко встречается медь до 0,1%, висмут до 0,01%, олово до 0,1%.

В пределах южной части Селенях-Улахантасской минерагенической зоны серебряная минерализация распространена по всему району и приурочена к зонам дробления в палеозойских карбонатных породах, серицит-хлоритовым сланцам и гипербазитам. Формационная принадлежность этих объектов не установлена. Содержание серебра и сопутствующих элементов в них колеблется в тех же пределах (серебра от первых десятков до первых сотен г/т, остальных элементов – первые десятые доли процента). Эти объекты не представляют практического интереса, однако могут рассматриваться как поисковый признак золото-серебряного оруденения.

Во многих объектах касситерит-силикатной, серебро-полиметаллической березитовой, золоторудной кварцево-сульфидной и других формаций серебро отмечено в качестве сопутствующего компонента и образует иногда ураган-ные концентрации. Вблизи Депутатского месторождения в пределах двух свинцово-цинковых объектов – до 13 000 г/т (проявление Юбилейное V-3-2) и 5000 г/т серебра (месторождение Быллатское V-2-10).

**Платина и платиноиды.** Платинометалльное оруденение площади листа изучено настолько фрагментарно, что нет оснований для выделения в пределах региона единиц минерагенического районирования какого-либо ранга. Все сколь-нибудь значимые проявления платинометалльного оруденения относятся к труднообогатимым и технологически проблемным. В любом случае, платинометалльный потенциал региона представляет интерес для дальнейших исследований, хотя и не является определяющим для минерагенического облика региона.

Платинометалльное оруденение в пределах листа R-54 не отличается высокой распространенностью, что обуславливается почти полным отсутствием благоприятных для его развития геологических обстановок. Пункты платиноидной минерализации выявлены в базитах и ультрабазитах при тематических работах по оценке платиноносности [Некрасов, 2002ф]. Они относятся к Селенняхскому сегменту гипербазитового пояса. Также установлено оруденение МПГ в пределах южной части Томмотского массива.

**Платинометалльная клинопироксенит-дунитовая формация.** Проявления формации выявлены в дунитах Селенняхского и Тас-Хаяхтахского сегментов базит-ультрабазитового пояса Черского. В Селенняхском сегменте пункт минерализации (VI-4-5) платины установлен в дунитах Право-Уяндинского массива Уяндинского блока Селенняхского сегмента Черско-Полоусненского пояса.

В южном контакте Право-Уяндинского массива, в подошвенной его части установлено поле развития хромитовых руд с подчиненным количеством пирротина, магнетита и титаномагнетита площадью 0,28 км<sup>2</sup>, слегка вытянутое вдоль контакта массива в западном направлении. Здесь в серпентинитах наблюдают округлые нодулы хромититов диаметром до 1,5 см. По направлению к кровле массива (к северному контакту) хромитовое оруденение постепенно замещается пирит-пирротиновым. С учетом элементов залегания массива и его внутренней складчатости, мощность оруденелых серпентинитов в приподошвенной части массива, вероятно, не превышает 10 м. В среднем по



всей выборке проб из массива содержание суммы ЭПГ в ультрабазитах участка составляет 0,1 г/т (табл. 18).

Т а б л и ц а 18

**Содержания МПГ в породах габбро-дунит-гарцбургитового комплекса  
Уяндинского клиппа [Некрасов, 2002ф]**

№ п/п	Порода	Pt, г/т	Pd, г/т	Rh, г/т	Ir, г/т	Сумма ЭПГ
1	Габброамфиболит	0,02	0,01	н.о	н.о	0,03
2	Габброамфиболит	0,015	0,01	н.о	н.о	0,025
3	Габброамфиболит	–	0,02	н.о	н.о	0,02
4	Перидотит	0,04	0,023	н.о	н.о	0,063
5	Перидотит	0,02	0,03	0,007	н.о	0,057
6	Габбро-амфиболит	0,02	0,05	н.о	н.о	0,07
7	Перидотит	0,03	0,015	н.о	н.о	0,045
8	Перидотит	0,015	0,01	н.о	н.о	0,025
9	Оливинит	0,05	0,021	н.о	н.о	0,071
10	Габбро	0,02	0,02	н.о	н.о	0,04
11	Оливинит	0,02	0,04	н.о	н.о	0,06
12	Оливинит	0,01	н.о	н.о	н.о	0,01
13	Оливинит	0,02	0,03	н.о	н.о	0,05
14	Оливинит	0,01	0,02	н.о	н.о	0,03
15	Оливинит	0,12	0,32	0,017	н.о	0,457
16	Оливинит	0,01	0,002	н.о	н.о	0,012
17	Габброамфиболит	0,03	0,1	н.о	н.о	0,13

Метод анализа: химико-спектральное определение элементов группы платиновых металлов (Pt,Pd,Rh,Ir). Максимальное значение случайной средней квадратической погрешности – менее 30 % при доверительной вероятности 0,95. Категория точности – III. Аналитик – В. А. Сычкова).

В Право-Уяндинском массиве рудоносные ультрабазиты занимают площадь 24 000 м<sup>2</sup>. Среднее содержание суммы ЭПГ по этим породам – 0,093 г/т. Ресурсы МПГ категории P<sub>1</sub> – 0,670 т. Общая площадь перспективного участка – 600 000 м<sup>2</sup>. Из этой площади на рудоносные ультрабазиты приходится 50 %. При сохранении средних содержаний ЭПГ, аналогичных полученным, ресурсы МПГ категории P<sub>2</sub> будут равны 8,37 т [Некрасов, 2002ф].

Пункт минерализации (V-5-4) приурочен к Кюрюэляхскому расслоенному силлообразному интрузиву гранодиорит-монцонит-габбро-пироксенитового состава. Титаномагнетитовое оруденение приурочено к слюдистым пироксенитам и амфибол-полевошпат-флогопит-пироксеновым пегматитам. По всей рудной зоне развития ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд среднее содержание, по данным химико-спектрального анализа ЭПГ и золота, составляет 0,25 г/т. Выделяется горизонт мощностью не менее 7–15 м, протяжен-

ностью более 2 км с средними содержаниями ЭПГ – 0,15 г/т; суммы благородных металлов – 0,3 г/т. Это приблизительно в 100 раз выше фоновых для такого типа руд. В отличие от ультрабазитов, в пироксенитах Кюрюэляхского массива в целом преобладает платина, которая является главным компонентом всех россыпей платиноидов [Некрасов, 2002ф].

В Уяндинском блоке Селенныхского сегмента Черско-Полоусненской системы локализован Лево-Уяндинский «массив» оливинитов с переходами в гарцбургиты и верлиты, представляющий собой цепочку линзовидных тел, вытянутых в широтном направлении. Здесь в полуразрушенном коренном выходе установлено тело гнездово-вкрапленных магнетит-пирротиновых руд (пункт минерализации (V-5-48) видимой мощностью 0,5 м. Главные рудные минералы представлены магнетитом и пирротином. В сростках с последним наблюдаются пентландит и халькопирит. В бороздовых пробах содержания МПГ составляют: Pt – до 0,03 г/т, Pd – 0,05–0,1 г/т, Rh – до 0,02 г/т, Ni – до 1,1 %, Cu – до 0,4 %. В целом состав и соотношения пород практически всех базит-ультрабазитовых линз и пластин Черско-Полоусненского пояса не позволяет предполагать значительные масштабы оруденения данной формации.

В Лево-Уяндинском массиве рудоносные ультрабазиты занимают площадь 5000 м<sup>2</sup>. Среднее содержание суммы ЭПГ по этим породам – 0,1 г/т. Ресурсы МПГ категории P<sub>1</sub> – 0,150 т. Общая площадь перспективного участка – 25 000 м<sup>2</sup>. Из этой площади на рудоносные ультрабазиты приходится 20 %. При сохранении средних содержаний ЭПГ, аналогичных полученным, ресурсы МПГ категории P<sub>2</sub> будут равны 0,150 т [Некрасов, 2002ф].

Пункт минерализации (V-5-36) относится к Бурханской ветви гипербазитов и приурочен к силлообразному телу габброидов намысахского комплекса в истоках р. Бурхан. Тело мощностью 500–700 м вытянуто в северо-восточно-субширотном направлении, контакты тектонические. Породы содержат убогую (до 1–2 %) вкрапленность титаномагнетита и пирротина. На отдельных участках наблюдается вкрапленность (до 3–7 %) титаномагнетита, пирротина, пирита, редко халькопирита. Содержание на таких участках платины (г/т) – 0,04–0,05, палладия – 0,08–0,34, золота – 0,08–0,19.

Платинометалльное оруденение на южном склоне горы Второй Эгекит локализовано в силлообразном теле пироксенитов намысахского комплекса, полого погружающемся в восточном направлении согласно с напластованием вмещающих терригенно-карбонатных пород ордовикского возраста. Мощность тела – 400–600 м, протяженность – более 2 км, строение сложнодифференцированное: от пироксенитов в центре до габбро и лейкогаббро в эндоконтактах. В пироксенитах центральной части выявлена зона титаномагнетитового оруденения мощностью 7–15 м и протяженностью более 2 км с редкой вкрапленностью пирита и халькопирита. Выдержанность оруденения и естественный эрозионный врез позволяют говорить о распространении оруденения на глубину не менее 150 м. Содержания платины – от следов до 0,2 г/т, палладия – от следов до 0,17 г/т, золота – 0,04–0,57 г/т. Среднее содержание элементов платиновой группы – 0,1 г/т, золота – 0,15 г/т. Прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> элементов платиновой группы в авторской оценке

[Данилов В. Г., 2016ф] составили 12 т, на апробацию не представлялись. На карте объект не обозначен.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Уран, торий.** В пределах территории листа известны пункт минерализации собственно урана (V-4-24), пункт минерализации (V-6-12) урана с торием, а также один пункт минерализации урана и вольфрама (V-4-33). На востоке территории, в междуречье Бёрёлёх и Нонгондя выявлено два проявления урана и редких земель: Тиглячанское-I (IV-5-37) и Тиглячанское-II (IV-6-31).

Большинство объектов приурочены к зонам разломов и представлены минерализованными зонами дробления в ороговикованных терригенных породах, в субвулканических образованиях кислого состава и отнесены условно к урановой аргиллизитовой формации.

*Проявление урана и редких земель Тиглячанское-I (IV-5-37)* (участок Шатис) [Шестеренкин, Бояршинов, 1965ф; Эпов, 1969ф] расположено в крупной тектонически ослабленной зоне Тиглячанского разлома в центральной части сложнопостроенного вулканического аппарата, где в риолитах выявлена серия минерализованных зон дробления. Выделяются три группы рудных тел: а) минерализованные урановой слюдкой и сульфидами риолиты; б) трещинные зоны интенсивной гематитизации; в) минерализованные гематитом пачки алевролитов. Всего выделено 8 рудоносных зон, образующих рудное поле длиной 4 км и шириной 0,5–1 км. Из них шесть рудоносных зон состоят из серий, ветвящихся или кулисообразно заходящих друг за друга, параллельных сближенных зон дробления длиной 100–500 м и шириной 25–125 м и две рудоносные зоны трещиноватости длиной до 900 м и шириной 5–15 м. Собственно рудные тела представляют собой отдельные зоны дробления, трещиноватости, брекчирования мощностью от 0,25 до 6 м и длиной до 100 м. Поверхностные части рудных тел разрушены, окислены и превращены в красновато-бурую охристо-глинистую массу. Гематитизированные породы обладают красно-бурой окраской – «краснушки». Рудные минералы – уранофан, бетауранотил, билибинит, склодовскит, соддиит, парсонсит, урановая слюдка, пирит, гематит, арсенопирит, галенит, молибденит, магнетит, лимонит, антимонит, сфалерит, шеелит. Реже в шурфах глубиной 2–6 м – гнезда и прожилки уранинита. В цементе брекчий – кварц, кальцит, флюорит. Радиоактивность на поверхности – 20–200 мкР/ч, реже – 600–1000 мкР/ч. Содержание: урана – 0,005–0,08 %; на глубине 4–6 м – 0,63 %; в отдельных случаях – до 0,1–0,3 %; редких земель иттриевой группы – 0,8–1 %; лития – 0,2 %; ниобия – 0,01 %; циркония – 0,01–0,03 %; индия – 0,001 %; бериллия – 0,003–0,005 %; молибдена – 0,01 %; трехокси вольфрама – 0,01 %; свинца – 0,5 %; цинка – 0,5 %; мышьяка – 0,2–0,5 % [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Данилов, 2018ф].

*Проявление Тиглячанское-II (IV-6-31)* урана и редких земель (уч. Веселый) [Шестеренкин, 1965ф] является северо-восточным продолжением вышеописанного проявления. В риолитах описаны четыре минерализованные

зоны дробления длиной 300–400 м и шириной 100–150 м с маломощными зонами гематитизации с урановой минерализацией. Широко развиты дайки и малые тела риолитов, сиенит-порфиров, андезитов, андезидацитов. Брекчия риолитов с карбонатами и сульфидами. Радиоактивность – от 20–40 до 72 мкР/ч. Монацит, уранофан, настуран, казолинит. Уран – 0,01–0,03 %; редкие земли – 0,01–0,238 %; лантан – 0,05–0,5 %. На проявлении ниже зоны гипергенеза ожидается появление богатых урановых руд [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; Бояршинов, 1969ф; Данилов, 2018ф].

В пределах Джахтардахского вулканического поля, в верховьях рек Болбукталах, Мраморная, Комариная, Хабыхан известно три пункта урановой минерализации гидротермально-метасоматического вулканогенного типа, отнесенного также к урановой аргиллизитовой формации (V-4-24,33). При поверхностной гаммасъемке радиоактивность достигает 205 мкР/ч, в копушах – 290 мкР/ч. Основным ураносодержащим минералом является уранинит, образующий сетчатые прожилки в пирите и в кварце или вкрапленность в лимоните, биотите и апатите. Содержание урана – 70–140 г/т, тория – 20–35 г/т.

*Пункт минерализации урана и тория (V-6-12)*, приурочен к выходам сиенитов и сиенит-порфиров. Содержание урана – от 16,8 до 50 г/т, тория – от 7 до 110 г/т, калия – от 3,7 до 4,7 г/т. Гамма-фон колеблется в диапазоне от 28 до 56 мкР/ч.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ПЬЕЗООПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

**Горный хрусталь.** В пределах территории известно одно проявление (Ш-4-21) и два пункта минерализации (V-5-1; V-6-9) пьезооптического кварца. Проявление связано с гранитами Бакынского массива. В линзах пегматитов содержатся кристаллы мориона размером до 6–8 × 15 см, обычно менее. Испытания показали пригодность кристаллов в качестве пьезооптического сырья. Перспективы проявления ограничены из-за его малых размеров [ГК R-54-XXIX, XXX, в издании].

Пункты минерализации V-5-1; V-6-9 оптического кварца в восточной части листа представлены друзами горного хрусталя в интенсивно измененных аргиллитах и гранитах.

### ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Плавленый шпат.** В пределах территории листа известно проявление (V-5-21) и пункт минерализации (V-3-25;) флюорита. Пункт минерализации (V-3-25) располагается на правом берегу р. Сетандя и представляет собой жилу в алевролитах нижнеюрской сетакчанской свиты, сложенную плотным халцедоновидным кварцем и флюоритом [Аулов и др., 2006ф]. Мощность жилы – 4 м, существенно флюоритовой зоны – 0,5–0,8 м, протяженность – 25 м. Флюорит приурочен к лежащему боку жилы. Контакты с вмещающими

породами неровные, с ксенолитами алевролитов. Наблюдается зональность в размещении различно окрашенных разностей флюорита: серовато-фиолетовый – бледно-зеленый – прозрачный – зеленый – фиолетовый с включениями мелких кристаллов медово-желтого цвета. Ввиду отсутствия прозрачных кристаллов, как пьезооптическое сырье флюорит не представляет интереса и может быть использован как химическое сырье или флюс.

Проявление флюорита (V-5-21) расположено в истоках руч. Бурухчан и представлен развалами гранит-порфиров с обильной вкрапленностью флюорита, соответствующими контуру массива. Качество сырья тоже на достаточно низком уровне.

**Барит.** На данной территории известно единственное проявление барита (IV-2-30) гидротермально-метасоматического генезиса, приуроченное к зоне интенсивных деформаций мощностью 3–4 м в терригенных породах верхней юры. Барит слагает линзообразные тела размером 0,2 × 0,6 м. Линзы барита и зона дробления пронизаны сетью маломощных кальцит-витеритовых прожилков. В баритовых телах содержание бария достигает 80 %, стронция – 0,3 % [ГК R-54-XIX,XX, 1979].

**Бораты безводные и боросиликаты.** Известен пункт борной минерализации с оловом (VI-3-44) и два проявления железа, где бор выступает в качестве попутного компонента (V-6-4,7). Проявления боратов самостоятельного промышленного значения в данном районе не имеют. Однако ценность боратовых руд значительно повышается за счет олова и железа, достигая содержаний в комплексных объектах от 2–10 до 50 %. Большинство проявлений боратов изучены и опробованы недостаточно.

Высокие содержания борного ангидрита отмечены в многочисленных пластовых телах магнезиально-боратовых скарнов в пределах рудных полей оловянных объектов – Идеал, Чибгалах-I и Чибгалах-II и др. Рудные тела протяженностью от 0,1 до 3 м, в раздувах до 10–30 м прослежены по простиранию на 100–700 м. В их составе определены форстерит, аксинит, людовигит, ссайбелиит, котоит, сахаит, суанит. Содержание трехокиси бора колеблется от 0,1 до 8,9 %, в отдельных пробах достигает 13,07 %.

Два проявления железа с бором (V-6-4,7), приуроченные к экзоконтакту гранитоидного Махастырского массива и локализованные в магнетит-людовигитовых скарнах, характеризуются высокими содержаниями трехокиси бора (14–17 %).

## ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Асбест.** Установлено два пункта асбестовой минерализации. Один (VI-3-31) выявлен на контакте Саханьинского гранитоидного массива с мраморизованными и скарнированными известняками нижнего девона (асбестовая скарновая формация), другой (VI-3-62) – в гидротермально измененных верхнеюрских габброидах в среднем течении р. Иолтак (асбестовая серпентинитовая апогипербазитовая). В обоих случаях проявления представляют

собой сеть тонких прожилков мощностью 0,5–1,5 см. Асбест серо-зеленого цвета, продольно-волокнистый, длина волокон достигает 10 см. Практического значения проявления асбеста не имеют [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 1963].

**Тальк.** Единственное в пределах территории листа проявление (V-5-49) выявлен в краевой части выхода Калгынских ультрамафитов, где на площади 100 × 50 м обнажены тальковые сланцы и карбонатно-тальковые породы, состоящие из талька с примесью (10–50 %) карбоната, серпентина, магнетита и пирита. Объект условно отнесен к тальковой карбонат-хлорит-серпентинитовой формации. На данной стадии изучения не имеет практического значения [ГК R-54-XXIX,XXX,1979].

### ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

**Родингит.** Единственный пункт минерализации родингита (VI-4-4) выявлено в гипербазитах калгынского комплекса. Это группа делювиальных развалов с размером глыб до 1 м в поперечнике. Родингит зеленого цвета разной интенсивности с полосчатым и пятнисто-полосчатым рисунком, очень красив в полированном виде. В нем встречаются прожилки и гнезда (до 8–10 см) яблочно-зеленого трещиноватого гидрогроссуляра. При детальном поисковых работах возможно обнаружение бездефектного – ювелирного гидрогроссуляра и промышленных жил родингита [ГК R-54-XXXIII,XXXIV, 1963].

**Серпентинит.** В пределах территории листа известна одна точка нахождения поделочного серпентинита в правом борту долины р. Уяндина, приуроченная к небольшому телу гипербазитов [Шестеренкин, 1983ф]. Пространственно объект совпадает с пунктом минерализации платины (VI-4-5). Серпентиниты характеризуются в полированном виде красивой темно-зеленой окраской. У подножья склона около уреза русла р. Уяндина и в прибрежной части русла много крупных обломков и глыб крупноигльчатого изумрудно-зеленого актинолитита, представляющего собой замечательный коллекционный материал. Предшественниками рекомендованы поисково-оценочные работы с разбраковкой разностей серпентинитов, пригодных для поделок.

**Нефрит.** Нефрит (VI-4-23) в валунах в руч. Бирюн, правом притоке р. Томмот, обнаружен в русле на протяжении 1 км. Ширина днища долины – 200–500 м, ширина современной поймы – 20 м. Мощность аллювия – первые метры. Размер валунов 1 × 1,5 м. Всего обнаружено 6 окатанных трещиноватых валунов. Нефрит имеет тонкую спутанно-волокнистую микроструктуру. Окраска неравномерная в желтовато-бурых тонах с включениями темноцветных минералов. Запасы категории С<sub>2</sub> – 20 т. Источники не ясны, но, судя по размерам обломков – достаточно близки.

**Бивни.** Проявление бивней (III-5-2) мамонтов на р. Хрома обнаружено Приморской РДП в 1982 г., силами которой обследована р. Хрома на протя-

жении 110 км по руслу. Установлено, что костные остатки животных мамонтового комплекса встречаются в основном на отмелях реки, которые выходят на поверхность при низкой воде. Всего на обследованном участке обнаружено 10 бивней и их обломков общим весом 219,8 кг кости-сырца (выход товарной кости составил около 10%), Вес одной находки в среднем составил около 22 кг (для бивней около 45–46 кг, для обломков – около 6 кг). Качество мамонтовой кости в целом низкое. В целом р. Хрома перспективна на ископаемую мамонтовую кость, но в связи с ее высокой посещаемостью рыбаками и охотниками, качественная кость практически полностью выбрана. Обследование р. Хрома сразу же после первого высокого весеннего паводка представляется наиболее перспективным.

В 1963 г. Приморская РДП обследовала участок верховья реки от устья руч. Макорой (проявление III-6-9) до притока Кыллаах (бассейн р. Бёрёлёх), включая все мелкие водотоки, приустьевые части крупных притоков, а также близлежащие озера. На обследованном отрезке долины р. Бёрёлёх протяженностью 70 км было встречено 287,5 кг мамонтовой кости, из них кость хорошей сохранности составляет 1,7% (5 кг), средней сохранности – 71% (204,1 кг), плохой сохранности – 27,3% (78,4 кг). Выход товарной кости составил 72,2% или 207,5 кг. На остальных 65 км не встречено ни одной находки мамонтовой кости.

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Территория листа обладает огромными запасами строительных материалов и при необходимости может обеспечить практически любое строительство такими видами сырья, как гравий, галька, песок, гранит и гранодиорит, песчаник, глины кирпичные и керамзитовые, известняк и др.

**Магматические породы.** В качестве строительных материалов пригодны меловые гранитоиды Полоусного края, Томмотского горного массива, северных отрогов хр. Черского, где расположены самые крупные интрузивные массивы и запасы сырья неисчерпаемы. Однако наибольший практический интерес в пределах листа представляет Суланечанское (V-2-12) малое месторождение гранитов, расположенное в непосредственной близости от пос. Депутатский, в верховьях р. Быллат.

**Карбонатные породы.** Из карбонатных пород, пригодных в качестве строительного материала, в данном районе известен лишь известняк, образующий два малых месторождения: Сохатиное (V-4-31) и Исток (V-4-25) на левобережье р. Уяндина.

Месторождения Сохатиное и Исток связаны с карбонатными толщами девонского возраста. Известняки темно-серые мелкокристаллические, реже – черные битуминозные, хорошо обжигаются. Химический состав известняков (%): SiO<sub>2</sub> – 6,0; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,15; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,2; CaO – 48,89; MgO – 2,08; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,35; SO<sub>3</sub> – 0,68; потери при прокаливании – 40,82. Залежи однородны по мощности и по простиранию. Вредных включений, карстовых пустот и дру-

гих факторов, отрицательно влияющих на качественную характеристику месторождения, не обнаружено. Известняки могут быть использованы для изготовления извести воздушной, тощей, слабогидравлической немагнезиальной, а также технической при температуре обжига 1120–1150 °С. Разведанные запасы известняка по категории В<sub>1</sub> составляют 1,12 млн т. Оба месторождения законсервированы [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров 2010ф].

**Глины и суглинки кирпичные.** Выявлено четыре малых месторождения (Правобакынское IV-3-39, Чубукулахское V-1-3, Чайдахское V-3-5, Удегейское V-3-3) и одно проявление (V-1-2) кирпичных глин и суглинков.

На месторождении **Удегейское** (V-3-3) озерно-аллювиальные суглинки залегают под почвенно-растительным слоем (мощность 0,1–0,3 м) в виде пластообразных залежей, выдержанных по мощности (0,25–0,8 м). Суглинки желтовато-серые, льдистость достигает 40%. Фракционный состав суглинков: 1–0,05 мм – 42,5% породы, 0,05–0,005 мм – 44%, менее 0,005 мм – 13,5%. Результаты химического анализа показали, что суглинки полностью соответствуют ГОСТу и могут использоваться для производства кирпича. Запасы суглинков составляют 133 тыс. м<sup>3</sup> [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров 2010ф].

В районе суглинки слагают пласты мощностью от 0,25 до 2,1 м (обычно до 1 м) и линзы (длина 50–200 м), залегающие в озерно-аллювиальных четвертичных (месторождения Правобакынское, Чубукулахское) и элювиально-делювиальных палеогеновых отложениях. По гранулометрическому анализу суглинки отнесены в основном к разряду тяжелых пылеватых, часто содержат клинья и прожилки льда. Цвет породы желтовато-серый, темно-серый, коричнево-серый. Результаты химического анализа суглинков месторождений Чайдахское и Правобакынское следующие (%): SiO<sub>2</sub> – 30–65; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,92–5,17; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 15,38–15,62; CaO – 0,28–0,58; MgO – 0,86–0,99; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5,67; SO<sub>3</sub> – 0,11–0,12; потери при прокаливании 9,44–10 [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Петров 2010ф].

Технологические испытания показали, что суглинки района могут использоваться при различной степени обогащения в производстве кирпича. На малом месторождении Чайдах кирпичные суглинки технологическим испытаниям не подвергались, но, несмотря на это, месторождение эксплуатируется местными жителями, и активно задействовано при работе Депутатского прииска. Запасы суглинков здесь составляют 89 тыс. м<sup>3</sup> [ГК R-54-XXI, XXII, 1979; Галабала и др., 1980ф; Эпова и др., 1985ф].

**Глины и суглинки керамзитовые.** В районе известно одно малое месторождение керамзитовых глин Снегирь (V-2-8).

Оно разрабатывается в 7 км к юго-западу от пос. Депутатский в верхнеюрских терригенных породах Снегирь (V-2-8). Месторождение представлено толщей аргиллитов и алевролитов с маломощными пропластками глинистых песчаников, занимает площадь в 8,6 га, мощность залежи – 85–90 м, средняя мощность вскрыши – 2,4 м. Сырье пригодно для производства щебневидного керамзита марок «550» и «700» по объемной насыпной плотности и марок «100» и «150» по прочности. Испытания щебневидного керамзита в бетонах



показали, что он пригоден как крупный заполнитель для производства конструктивного керамзит-бетона марок «150», «200», «250», «300» с плотностью (объемным весом) 1500–1670 кг/см<sup>3</sup>. На месторождении проведена детальная разведка, позволяющая считать его подготовленным для промышленного освоения открытым способом. Запасы сырья по категориям В+С<sub>1</sub> составляют 2,8 млн м<sup>3</sup>, в том числе по категории В – 0,6 млн м<sup>3</sup>. Прирост запасов возможен за счет доразведки восточного фланга (категория С<sub>2</sub>) в объеме 1,5–2,0 млн м<sup>3</sup> и выявления новых участков глинистых сланцев, широко развитых в районе месторождения [Эпова и др., 1985ф].

**Песчано-гравийный и гравийно-галечный материал.** Известно одно крупное месторождение (Эбэ V-1-9), четыре малых (Тенкели III-3-8, Первое IV-2-37, Второе IV-2-36, Иргичанское IV-3-38) и одно проявление (Косовое IV-2-35).

Породы приурочены к отложениям палеогена, верхнечетвертичному и современному аллювию русел, пойм и надпойменных террас крупных рек (Тирехтах, Иргичан, Тенкели и др.).

Гравийно-галечный и песчано-гравийный материал на разных участках района в основном схож как по способу залегания, так и по петрографическому составу. Мощность полезного слоя – от 2 до 16 м. Занимаемая площадь – от 850 до 2 км<sup>2</sup>. На тех месторождениях, где подсчитаны запасы данного сырья, они составляют от сотен тысяч до десятков миллионов кубометров. Разработка их возможна открытым способом, мощность вскрышных пород – не более 1 м. Песчано-гравийный материал в основном невысокого качества из-за большого содержания органических примесей и пригоден для строительных нужд лишь после его обогащения. Наиболее перспективны на добычу гравия и гальки долины рек Иргичан, Ат-Юрях и Ыганья, связанные автотимником с пос. Депутатский [Эпова и др., 1985ф].

*Месторождение крупное Эбэ (V-1-9)* расположено у восточного склона хр. Тас-Хаяхта, где в полосе длиной 2,5 км при ширине до 0,5 км непосредственно на поверхности обнажаются аллювиальные галечники. Гальки хорошоокатанные состоят из роговиков и песчаников, диаметр обломков – 3–6 см. Примесь валунов и песчано-глинистого материала – не более 10–15%. Галечники добывались для нужд Селенняхского совхоза. Запасы оцениваются в десятки миллионов кубических метров [ГК R-53-(55) – Депутатский, 1992]. Галечники могут быть использованы для строительства дорог и в качестве наполнителя бетона.

*Месторождение малое гальки и гравия Первое (IV-2-37)* расположено в пойме руч. Депутатский и его полезная толща, представленная гравийно-галечным материалом с супесчаным и песчаным заполнителем, имеет среднюю мощность 2 м. Мощность вскрыши – 0,25 м. Гранулометрический состав грунтов (%): галька – 62, гравий – 8, песок – 17, глина – 3, удельный вес – 2,63 г/см<sup>3</sup>, объемный вес – 1,39–1,69 т/м<sup>3</sup>, ппп – 3,35; растворимость солей отсутствует [ГК R-54-XIX, XX, 1977].

*Месторождение малое гравийно-галечной смеси Второе (IV-2-36)* расположено на правом склоне долины р. Иргичан, в 2 км ниже устья руч. Депутатский. Мощность полезной толщи – 2,3 м, вскрыши – 0,8 м. Гранулометри-

ческий состав грунтов (%): галька – 71, гравий – 17, песок – 6, пыль – 6, удельный вес – 2,63 г/см<sup>3</sup>, объемный вес – 1,32–1,61 т/м<sup>3</sup>; ппп – 2,8, растворимость солей отсутствует [ГК R-54-XIX,XX, 1977].

*Месторождение малое гравийно-галечного материала Иргичанское (IV-3-38)* расположено в пойме р. Иргичан, в 6 км выше устья р. Куранах. Средняя мощность полезной толщи, представленной гравийно-галечным материалом с песчаным заполнителем, равна 2,2 м, а мощность вскрыши – 0,4 м. Гранулометрический состав толщи (%): галька 66, гравий 14, песок 20. Удельный вес – 2,6 г/см<sup>3</sup>, объемный вес – 1,59 т/м<sup>3</sup>, водопоглощение – 2,2 %, пустотность – 38 % [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

По гранулометрическому составу, физическим свойствам и отсутствию вредных примесей галька и гравий месторождения пригодны для приготовления бетона.

**Песок строительный.** Песок строительный выявлен в четвертичных отложениях пойм и надпойменных террас. Известно четыре малых месторождения (Колоничанское V-3-9; Верхнебакынское IV-4-8; Быллатское V-3-10 и Оймяконское V-4-7) и два проявления (Бакынское IV-3-40; VI-2-20).

*Месторождение Колоничанское (V-3-9)* на левобережье Быллата (правый приток Уяндины) представлено элювиальными песками, образовавшимися на месте разрушения крупных дайкообразных тел кварцевых порфиров. Мощность пласта песков – не менее 1 м, пески крупнозернистые, кварц составляет 30–60 %. Технологические испытания не проводились. Предполагается использование песков для строительных работ. Ориентировочные запасы – 370 000 м<sup>3</sup> [Эпова и др., 1985ф].

*Месторождение малое строительного песка Быллатское (V-3-10)* на р. Быллат разведано в 1983–1989 гг. скважинами колонкового бурения по сети 1600 × 400 м с последующим сгущением сети до 450–400 × 200 м [Соловьев и др., 1993ф]. Оно приурочено к отложениям первой надпойменной террасы р. Быллат. Вскрышные породы (1,63 м) представлены льдистыми суглинками пойменной фации аллювия. Песчано-гравийные смеси – русловая фация аллювия – мощностью 2,6–7,5 м, в среднем – 4,16 м пригодны в качестве заполнителя тяжелых бетонов марок «300» и «200». Пески, залегающие ниже, вскрыты скважинами и представлены отложениями аллювия первой надпойменной террасы. Мощность полезной толщи песков – 4,7–19,4 м, средняя – 13,2 м (в пределах контура подсчета запасов). По содержанию органических примесей, глинистых и пылевидных частиц, включений слюды, пески не соответствуют требованиям ГОСТа «Песок для строительных работ» (для них необходимо предварительное гидрообогащение с целью получения кондиционного песка). Лабораторно-технологические испытания доказали пригодность обогащенных песков для производства штукатурных и кладочных растворов, в качестве мелкого заполнителя для производства тяжелых бетонов марок «300» и «200», а также для производства силикатного кирпича и силикатно-бетонных изделий.

Подсчитанные запасы песков и песчано-гравийных смесей категории С<sub>1</sub> составляют: пески – 686 тыс. м<sup>3</sup>, ПГС – 124 тыс. м<sup>3</sup>; категории С<sub>2</sub>: пески – 14001,6 тыс. м<sup>3</sup>, ПГС – 4489,3 тыс. м<sup>3</sup>. Суммарные запасы категорий С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub>:

песков – 14687,6 тыс. м<sup>3</sup>, ПГС – 4613,3 тыс. м<sup>3</sup> [Соловьев и др., 1993ф]. В настоящее время месторождение законсервировано.

*Месторождение строительного песка Оймяконское (V-4-7)* в устье р. Оймякон приурочено к отложениям первой надпойменной террасы [Замараев, 1961ф]. Пески серые кварц-полевошпатовые слабо сортированные; мощность их колеблется от 0,3 до 2,5 м, мощность пород вскрыши – 0,1–0,6 м. Гранулометрический состав песка (%): фракции более 5 мм – 3; 5–3 мм – 5; 3–1 мм – 35; 1–0,5 мм – 25; 0,5–0,25 мм – 28; менее 0,25 мм – 4. Удельный вес – 2,5 г/см<sup>3</sup>, объемный вес – 1,55 т/м<sup>3</sup>. Содержание глины, ила, пылевидных частиц – 0,5 %, SO<sub>3</sub> – менее 1 %. Учетные балансовые запасы песка по состоянию на 1.01.2006 г. категории В составляют 124 тыс. м<sup>3</sup>, категории С<sub>1</sub> – 65 тыс. м<sup>3</sup> [Денисов, 2006]. Пески могут быть использованы для приготовления бетона при условии отмывки их от органических примесей и для строительных растворов. Месторождение законсервировано.

*Проявление песка Бакынского (IV-3-40)* приурочено к пойменной террасе высотой 2–3 м. Полезная толща представлена серыми кварц-полевошпатовыми песками. Средняя мощность толщи составляет 1,25 м, а мощность вскрышных пород – 0,6–1,3 м. Запасы песка по категории В составляют 29 000 м<sup>3</sup> [ГК R-54-XXI,XXII, 1979].

Запасы строительного песка на других объектах колеблются от сотен тысяч до первых миллионов кубических метров.

**Песчаник.** В пределах территории листа известно два малых законсервированных месторождения песчаника в окрестностях Депутатского рудного узла: Депутатское V-2-4, Створное IV-2-33.

*Месторождение Депутатское (V-2-4)* представлено делювиально-элювиальными мелко-среднеглыбовыми развалами верхнеюрских слабоизвестковистых монолитных песчаников и, реже, сланцев. Мощность отложений непостоянна, в центре участка – максимальная (до 3,6 м). Преобладающий размер обломков: 10–45 см – 60–80 %, менее 10 см – 0–40 %. Средний выход бута из делювия составляет 70,58 %, крошки и щебня – 22,3 %, глыб размером более 45 см – 6,9 %. Физико-химические испытания песчаников, проделанные во ВНИИ-1 г. Магадан, показали: водопоглощение песчаников – 0,3–0,6 %, плотность – 2,7 г/см<sup>3</sup>, объемный вес – 2,5 г/см<sup>3</sup>, пористость – 5–7 %, прочность – 2500–2700 кг/см<sup>2</sup>, морозостойкость – 100. Песчаники удовлетворяют требованиям ГОСТа и могут быть использованы в качестве бутового камня. Разведанная площадь составляет 172 400 м<sup>2</sup>. На месторождении проведена детальная разведка. Запасы бутового камня по категориям А+В+С<sub>1</sub> составляют 300 тыс. м<sup>3</sup>. Возможна разработка открытым способом [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

*Месторождение песчаников Створное (IV-2-33)* расположено на левом берегу р. Иргичян, в 1 км выше устья руч. Депутатский. Полезная толща, представленная массивными толстоплитчатыми песчаниками с редкими прослоями аргиллитов, в пределах контура подсчета запасов имеет мощность 75 м. Мощность пород вскрыши – 2,2 м. Отношение объема вскрыши к объему полезной толщи 1 : 10. Лабораторные исследования песчаников показали их физические свойства: удельный вес – 2,71 г/см<sup>3</sup>, объемный вес – 2,62 т/м<sup>3</sup>,

пористость – 3,4 %, водопоглощение – 0,33 %, временное сопротивление сжатию – 1486 кг/см<sup>2</sup>, морозостойкость щебня – 1,04 %, коэффициент крепости по Протодяконову – 17. По своим физико-химическим свойствам массивные песчаники являются хорошим бутовым материалом. Подсчитанные запасы по категории С<sub>1</sub> могут быть увеличены во много раз [ГК R-54-XIX,XX, 1977].

---

---

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА**

Размещение объектов полезных ископаемых листа R-54 определяется особенностями эпох геологического развития данной территории и совмещением на ней разнородных крупных структур, к которым относятся окраина Сибирского континента, Томмотско-Полоусненский блок, Алазейская и Святоноская и Олойская островные дуги, которые последовательно собрались в единое целое в течение средней юры – раннего мела. Принципиально разный вещественный состав как осадочных, так и магматических комплексов предопределил весьма широкое разнообразие типов полезных ископаемых: олово, вольфрам, золото, ртуть, редкие земли, свинец, цинк, серебро и многие другие.

Выделяется несколько минерагенических эпох с характерными для них комплексами полезных ископаемых.

### **Вендская эпоха**

В вендское время к востоку от Сибирской платформы (в современных координатах) формировалась океаническая кора, представленная в настоящий момент офиолитами калгынского габбро-дунит-гарцбургитового комплекса Уяндинского клиппа офиолит-метаморфических пород. Гидротермально-метасоматически измененные гипербазиты калгынского комплекса с сульфидным оруденением продуктивны на никель-кобальтовую, хромитовую и платинометалльную (платина и палладий) минерализацию.

### **Ордовикско-раннедевонская эпоха**

Ордовикско-раннедевонская эпоха связана с накоплением терригенно-карбонатной формации шельфового комплекса. Установлена рассеянная золото-сульфидная стратиформная минерализация ряда подразделений ордовика и силура, создающая основу для формирования объектов карлинского типа и золото-кварц-сульфидной формации.

### **Среднедевон-пермская эпоха**

Среднедевон-пермская минерагеническая эпоха связана с рифтогенезом, обусловившим развитие томмотского щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового комплекса, расположенного в Селеннях-Улахантасской минерагени-

ческой зоне. Большое влияние на формирование и размещение рудных объектов оказали активные метасоматические и гидротермальные процессы, приведшие к образованию редкометалльно-редкоземельной с золотом минерализации в пегматитах и альбититах (Томмотское проявление).

Терригенные толщи каменноугольного–пермского возраста лишь в некоторых случаях представляются благоприятными для размещения золотого, оловянного и сурьмяно-ртутного оруденения, выступая в роли геохимического барьера с контрастными физико-химическими свойствами.

Рифтогенный намысахский комплекс оказался непродуктивным.

### **Триасовая и ранне-среднеюрская эпохи**

В триасе отлагались терригенные, а в ранней–средней юре терригенные с вулканитами породы Туостахской минерагенической зоны, играющие роль лишь рудовмещающих комплексов для золотого, золото-редкометалльного, оловянного оруденения, связанного с более поздними минерагеническими эпохами, обусловившими внедрение интрузивных массивов и даек аргамнекенского гранодиорит-гранитового и омчикандинского лейкогранит-гранитового комплексов.

Среднеюрские терригенные породы Полоусненской минерагенической зоны оказались благоприятными для размещения объектов оловорудной силикатной, золото-кварц-сульфидной и других формаций в зоне экзоконтактов относительно молодых меловых гранитных тел и массивов.

В конце средней юры в результате амальгамации Томмотско-Полоусненского блока и Алазейской островной дуги образовались основные складки и надвиги Селеннях-Улахантасской и Туостахской минерагенических зон. Многие разрывные нарушения, сформированные в данную эпоху, являются рудораспределяющими и рудолокализирующими. Гидротермальные процессы привели к перераспределению рассеянного золота в карбонатных породах палеозоя и формированию золоторудных ртутно-сурьмяных объектов карлинского типа (Арбат, Гал-Хая, Северное и др.).

### **Позднеюрско-раннемеловая (раннеберриасская) эпоха**

Позднеюрско-раннемеловая (по ранний берриас включительно) *минерагеническая* эпоха в Полоусненской минерагенической зоне выражена накоплением терригенной формации шельфа играющих роль рудовмещающих комплексов для золотого, золото-серебряного, золото-полиметаллического, полиметаллического оруденения, связанного с более поздними минерагеническими эпохами.

### **Берриас-барремская эпоха**

В данную эпоху вследствие коллизии Сибирского континента с Колымо-Омолонским блоком и Святоносской островной дугой образовались складки и надвиги Полоусненской минерагенической зоны, подновились и образовались новые рудоконтролирующие складчато-надвиговые структуры Селеннях-Улахантасской и Туостахской минерагенических зон. Колымо-Омолон-

ский блок был шарьирован на окраину Сибирского континента по Туостахскому (Сетакчанскому) разлому. Надвиги в северо-западной части Селенных-Улахантасской зоны становятся рудоконтролирующими для золотого, золото-сурьмяного и золото-ртутного оруденения весьма перспективного карлинского типа.

В течение берриас-барремской эпохи формировались быкы-дербекинский, саханьинский, арга-эмнекенский, омчикандинский комплексы гранитоидов IS-типа. Саханьинский комплекс приурочен к палеозойским карбонатным породам Селенных-Улахантасской зоны. Быкы-дербекинский и омчикандинский комплексы распространены в границах Туостахской и Полоусненской зон, сложенных триасовыми и юрскими, преимущественно терригенными породами. Арга-эмнекенский комплекс распространен во всех трех минерогенических зонах. Комплексы имеют смешанный корово-мантийный (надсубдукционный) источник. Источник саханьинского и омчикандинского комплексов преимущественно коровый.

В Туостахской зоне с интрузивными образованиями арга-эмнекенского и быкы-дербекинского комплексов связаны многочисленные проявления и пункты минерализации золото-кварц-сульфидной формации (проявления Улуу, Шейк, Ииро, Бур, Массивное, Камень, Миопчансуое, Ветвистое и др.). С массивами арга-эмнекенского комплекса связана также оловянная и свинцово-цинковая минерализация, локализованная как в самих интрузиях, так и в экзоконтактовой зоне.

Не все однозначно с арга-эмнекенским комплексом, изученным с минерогенической точки зрения крайне выборочно. В пределах Илин-Эмнекенского массива он несет золотое оруденение золото-кварц-сульфидной формации, тогда как другие тела остаются либо продуктивными на цветные металлы, либо вовсе безрудными.

Внедрение крупных масс гранитоидов сопровождалось интенсивными гидротермальными и метасоматическими преобразованиями в терригенных толщах.

### **Баррем-аптская эпоха**

Оруденение эпохи связано с внедрением гранитоидов I-типа эликчанского комплекса. Комплекс распространен в границах Туостахской и Полоусненской зон.

Эликчанский комплекс отличается от гранитоидов предыдущей эпохи узкой золоторудной и полиметаллической специализацией (даже при условии идентичных вещественных характеристик вмещающих их осадочных формаций). Причем рудовмещающими могут быть как сами магматические породы, так и гидротермально-метасоматически переработанные разности зоны экзоконтакта.

### **Альбская эпоха**

В данную эпоху внедрились коллизионные гранитоиды преимущественно S-типа святоносского комплекса и постколлизионные гранитоиды A-типа полярнинского и такалканского комплексов.

Под воздействием интенсивных постмагматических гидротермальных и метасоматических преобразований в карбонатных породах и терригенных толщах активизировались процессы мобилизации и перераспределения рассеянного рудного вещества с определяющей оловянной, вольфрамовой, висмутовой минерализацией. Полярнинский комплекс крайне продуктивен на вольфрам-оловянное оруденение, именно он оказался рудогенерирующим (для касситерит-силикатной формации) и рудовмещающим (для оловорудной кварцево-грейзеновой формации) таких крупных объектов, как Депутатское, Одинокое, Полярное.

Такалканский комплекс лейкогранитов, граносиенитов и щелочных граносиенитов, представленный одним одноименным массивом к югу от пос. Депутатский, несет исключительно вольфрам-бериллиевое оруденение, наиболее богатое на обсуждаемой территории.

Святоносский комплекс охватывает северную, наименее изученную, половину листа. Достоверно установлена его слабая и средняя продуктивность на олово и вольфрам касситерит-силикатной формации.

Характерной особенностью эпохи является слабая продуктивность на благороднометалльное оруденение.

### **Палеоцен-плиоценовая эпоха**

Палеоцен-плиоценовая минерагеническая эпоха характеризуется внутриконтинентальным режимом и накоплением терригенной континентальной угленосной, а также терригенных континентальной и морской формаций. Эпоха связана с накоплением в палеоцене – среднем миоцене бурых углей.

### **Четвертичная эпоха**

В данный период формируются богатые россыпные объекты: касситерит с вольфрамитом и золото.

Весьма продуктивными представляются современные техногенные отложения, представленные отвалами после отработки оловянных объектов в конце прошлого – начале текущего веков. Не редки случаи потери тонкодисперсного золота ввиду несовершенных технологий.

## **ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Формирование эндогенных и экзогенных полезных ископаемых определяется минерагеническими факторами 1-го и 2-го родов. К главным минерагеническим факторам 1-го рода, контролирующим размещение оруденения в районе, относятся: *магматический, литолого-стратиграфический, структурно-тектонический, гидротермально-метасоматический и геоморфологический.*

К факторам 2-го рода относятся палеоклиматический, а также поля развития неглубоко залегающих гранитных интрузий и контуры магматических поднятий.



**Магматический** фактор играет определяющую роль в формировании оруденения гидротермально-метасоматического типа и контроля оруденения магматического типа. Меловые рудогенерирующие гранитоиды контролируют размещение большей части объектов полезных ископаемых в пределах территории листа. В зависимости от состава вмещающих пород и особенностей самих магматических комплексов формируются различные формации оловянной, свинцово-цинковой, золоторудной и других специализаций.

Оруденение золото-кварц-сульфидной формации связано преимущественно с гранитоидами эликчанского, арга-эмнекенского и бакы-дербекинского комплексов, тогда как омчикандинский и святоносский несут преимущественно оловянное и олово-вольфрам-висмутовое оруденение.

Месторождение Чибгалах и проявления бор-оловорудной скарновой формации формируются исключительно в экзоконтактной части штоков гранитов, лейкогранитов саханьинского комплекса.

Наиболее богатое бериллиевое оруденение отмечается в эндоконтакте та-калканского массива одноименного комплекса гранитов, граносиенитов и щелочных граносиенитов.

**Литолого-стратиграфические** факторы являются главными в начальной стадии формирования наиболее значимого в районе золотого оруденения золоторудной джаспероидной формации карлинского (невадийского) типа. Для этого типа оруденения отмечается приуроченность к рудовмещающим калычанской, сакынджинской и балгикакчанской свитам верхнего ордовика и к рябининской свите верхнего силура, к наиболее пористым и проницаемым разностям пород, обогащенным органическим материалом и основными рудогенными элементами и коррелируемым с ними напрямую золотом. Удачнинская и сыачанская свиты ордовика и ухватская нижнего силура, в которых значительную роль играют алевролиты и углеродисто-глинистые сланцы, являются рудовмещающими или экранирующими.

Золоторудная минерализация приурочена к литологическим ассоциациям двух типов: а) переслаивание известняков органогенно-обломочных, глинистых, алевритистых и известково-глинистых сланцев с рассеянной пылевой вкрапленностью пирита (калычанская свита с содержанием золота в 5,6 раза выше кларкового, сакынджинская, балгикакчанская и ухватская свиты с содержанием золота в 4,1–8,2 выше кларка); б) переслаивание доломитов, доломитистых известняков и известняков (рябининская свита с содержанием золота в 9,4 раза выше кларка). Эти свиты рассматриваются как потенциальные источники золота для дальнейшего рудообразования. Рябининская свита в наибольшей степени обогащена рассеянными сульфидами и сингенетическим золотом.

Для локализации залежей тонковкрапленных руд наиболее благоприятны доломиты рябининской свиты с повышенной пористостью и трещиноватостью, что способствует развитию метасоматоза, и с экраном в виде тонкоплитчатых аргиллитов и алевролитов артых-юряхской свиты. Горизонты тонкослоистых глинистых известняков и глинистых сланцев в калычанской, удачнинской и ухватской свитах могут играть экранирующую роль.

На проявлении Арбат выявлена зараженность золотом доломитов рябининской свиты (0,5–0,9 г/т), известняков ухватской свиты (0,02–0,4 г/т).

На месторождении Гал-Хая этим свойствам отвечают балгикакчанская, сакынджинская и ухватская свиты. Положение калычанской свиты между толщами с пластами слабопроницаемых, существенно глинистых пород (удачнинской и сыачанской) повышает ее перспективность. Резкая смена физико-химических условий (падение давления и температуры, уменьшение растворимости углекислоты на контакте двух контрастных толщ) приводит к выпадению из них золота и мышьяка.

Для рудовмещающих толщ также характерны повышенные кларки концентрации (от 1,5 до 10,0 единиц) ртути, мышьяка, меди, кобальта, цинка, молибдена, титана, ванадия, хрома и марганца; ртуть присутствует в повышенных количествах (3,0–16,7 кларка) во всех палеозойских породах.

Литологический контроль мезозойского терригенного комплекса заключается в его рудовмещающей роли для объектов касситерит-силикатной, серебро-полиметаллической, золото-кварц-сульфидной и других формаций. Важность его обосновывается неоднородностью разреза, связанной с переслаиванием пород с различными физико-механическими свойствами, с наличием пористых и проницаемых пород.

Геохимические особенности данного комплекса пород выражаются в избытке халькофильных элементов (медь, цинк, мышьяк, серебро, молибден, золото) от 2,5–4,9 до 10,0–16,0 кларков концентраций. Обогащенность вмещающих пород этими элементами предопределяет золото-серебряный тип минерализации с большим количеством в рудах сульфидов свинца и цинка и образованием на флангах многочисленных очагов серебро-полиметаллической, свинцово-цинковой и медной минерализации.

Тесно связанные с магматическими **региональные структурно-тектонические** факторы определяют металлогеническую специализацию рудных зон, разделяя блоки с разными режимами развития. Фактор, в первую очередь, является рудоконтролирующим, определяя границы минерагенических и рудоносных зон, а в процессе рудогенеза играет рудоподводящую, рудораспределяющую и рудолокализирующую роль. При этом наиболее благоприятными участками являются экзо- и эндоконтакты интрузивных тел, их апикальные части, стыки различных структурных зон, места интенсивной трещиноватости и пересечения разломов.

Для центральной части листа (граница Селенняхской и Туостахской зон) факторами локального структурного контроля являются шарьяжи и надвиги, сформировавшиеся в процессе среднеюрской амальгамации и раннемеловой коллизии, имеющие преимущественно северо-восточное простирание. Выделяются пакеты чешуй в верховьях Себикчана, Инаринди и др., контролирующее расположение рудных узлов и полей. Они являются рудораспределяющими и рудолокализирующими. В зонах шарьяжей, надвигов сосредоточено более 60% всех золоторудных и ртутных объектов. Часть золоторудных объектов располагается непосредственно в зоне нарушений либо в оперяющих трещинах (проявления Ньюлку, Вершинное, Аршум, Ауцелловое и др.). Локальными рудоконтролирующими элементами являются зоны скрытых разломов, выраженные участками повышенной трещиноватости, к которым приурочены выходы даек, нескрытые массивы, а также поля роговиков и метасоматитов.

Для *золоторудных объектов* большинства формаций разрывные нарушения контролируют размещение рудоносных кварцевых, кварцево-сульфидных жил и более мелких минерализованных зон дробления, имеющих рудоподводящую функцию. Узлы пересечения разрывных нарушений оперяющие разломы, трещины отрыва и скалывания являются рудовмещающими для минерализованных зон дробления, столбообразных тел и жил. Часть золоторудных объектов располагается непосредственно в зоне нарушений либо в оперяющих трещинах (проявления Ньюлку, Вершинное, Аршум, Ауцелловое и др.). Локальными рудоконтролирующими элементами являются зоны скрытых разломов, выраженные участками повышенной трещиноватости, к которым приурочены выходы даек, нескрытые массивы, а также поля роговиков и метасоматитов.

Для *оловорудных, вольфрамовых и висмутовых объектов касситерит-силикатной формации* региональными факторами структурного контроля являются крупные шовные зоны, разделяющие области с различным типом осадконакопления и крупные надвиги Полоусненской зоны (Северный, Некеиль-Сюрюгинский, Северо-Кюнь-Тасский, Нонгондинский и Иргиченский и другие разломы). Надвиги являются рудораспределяющими и рудолокализирующими. Крутопадающие сбросы, а также мелкие трещины играют рудоподводящую роль. Более поздние нарушения субмеридионального направления определяют рифтогенный магматизм, контролирующий золото-ураново-редкоземельное оруденение.

Структурно-тектонические, магматические и литолого-стратиграфические факторы определяют положение **гидротермально-метасоматических** образований, которые разделяются на площадной и линейный типы. Из площадных для всех типов оруденения главными являются окварцевание, турмалинизация, сульфидизация, березитизация. Их интенсивность и распространение по площади неравномерные. Формирование линейного типа гидротермально-метасоматических образований (минерализованные зоны дробления, жилы и зоны прожилкования) и рудоносных линейных объектов происходило одновременно с площадными изменениями пород. Минеральный состав измененных пород отличается повышенным содержанием рудных минералов. Для олово-редкометалльного оруденения главным является грейзенизация.

Наличие фрагментов площадных и линейных кор выветривания на участках Гал-Хая, Арбат и Звонарь повышает перспективы района. Площадные коры выветривания развиваются по доломитам рябининской свиты. Линейные образуются вдоль крупных разрывных нарушений, приурочены к узлам пересечения разрывных нарушений и накладываются на все породы. Потенциальная золотоносность линейных кор зависит от предполагаемой золотоносности исходных пород. Коры выветривания представлены зонами выщелачивания, наложенными на зоны оруденения штокверкового и линейного типов, на местности они фиксируются мелкощелочистой отдельностью пористых с пустотами пород и их окраской в желто-красных тонах с многочисленными глинистыми высыпками тех же цветов. Пустоты выполнены агрегатами окислов и гидроокислов железа либо их натечными формами по стенкам.

**Геоморфологические** факторы позволяют прогнозировать площади, наиболее благоприятные для россыпеобразования. К ним относится низкогорный умеренно расчлененный рельеф областей прерывистых поднятий средних амплитуд или растущих блоков, пришедших на смену равновесным. Это эрозионно-денудационный рельеф со склонами средней крутизны, с пологими продольными профилями речной сети, с широкими террасированными днищами долин, с нормальным соотношением глубинной и боковой эрозии, с нормальной мощностью аллювия. Сравнительно медленное движение обломочного материала по склонам средней крутизны обеспечивает высвобождение металла, а пологий продольный профиль водотоков и нормальное соотношение глубинной и боковой эрозии способствуют концентрации его на всех геоморфологических уровнях (пойме и террасах).

Участки структурно-денудационного низкогорного рельефа, значительно расчлененного, с крутыми обвальными склонами, каньонообразными долинами, маломощным грубообломочным аллювием являются неблагоприятными для россыпеобразования вследствие слабой дезинтеграции материала на крутых склонах и преобладании выноса над аккумуляцией в узких долинах с крутым продольным профилем. Здесь можно ожидать только убогие русловые россыпи в щелках.

Мало благоприятны для россыпей крупные межгорные впадины со значительной мощностью рыхлых отложений, выположенными делювиально-солифлюкционными склонами, погребенными речными террасами, отсутствием близких коренных источников. Здесь можно ожидать только сложные погребенные россыпи.

**Поисковые признаки.** Прямые поисковые признаки для всех рудных объектов – известные проявления, пункты минерализации, россыпные проявления, являющиеся указателем коренных источников. К косвенным признакам отнесены объекты элементов-спутников, характерных для золотого и оловянного оруденения (сурьма, медь, свинец, цинк, серебро, висмут, кобальт, молибден). Наличие этих элементов свидетельствует о потенциальной золотоносности и оловоносности площади. Геохимические аномалии золота, свинца, висмута, серебра, олова, вольфрама пространственно совпадают с участками скопления рудных объектов. Для Селеняхского блока такими признаками служат элементы-спутники, характерные для золотого оруденения (ртуть, сурьма, мышьяк, медь, свинец, цинк, серебро). Наиболее распространены ртуть и сурьма, что свидетельствует о потенциальной золотоносности площади в целом с отдельными золотоносными рудными телами линейного типа в пределах золото-ртутных проявлений. Постоянно сопутствует золоту во всех золотоносных объектах мышьяк. Единичные пункты минерализации меди, серебра, цинка, свинца, шлиховые пробы с галенитом и пр. приурочены к минерализованным зонам дробления, участкам брекчирования, пространственно тяготеют к золото-ртутным проявлениям. Геохимические ореолы золота, цинка, сурьмы, свинца, серебра пространственно совпадают с участками скопления рудных объектов.

Поисковыми признаками для обнаружения объектов гидротермального типа, кроме проявлений и пунктов минерализации, служат гидротермально-метасоматические образования (кварцевые жилы, пропилиты, аргиллизиты,

вторичные кварциты, березитизированные и сульфидизированные породы), с которыми связано большинство рудных объектов, а также геохимические аномалии.

Основными поисковыми признаками на уран и редкие земли являются площади с повышенной радиоактивностью, а также появление покреселых гематитизированных пород («краснушек»), ореолов галенита, пирита, фиолетового флюорита.

Надынтрузивные зоны нескрытых гранитоидных массивов благоприятны для размещения оруденения различных формаций. Наиболее эффективный способ обнаружения последних – детальная геофизическая основа с последующей заверкой полей ороговикования.

Предлагаемое авторами минерагеническое районирование соответствует вышеизложенным представлениям о геодинамическом развитии региона и формировании его полезных ископаемых. Ниже приводится краткая характеристика главных рудоносных структур, выделенных на изученной территории.

---

---

## МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Согласно особенностям геологического строения территории листа и истории ее развития, а также специфики минерагенической нагрузки, на площади выделены Индигиро-Колымская и Верхояно-Колымская минерагенические провинции, принципиально соответствующие Индигиро-Колымской и Верхоянской складчатым системам мезозоид, однако, по современным представлениям, Верхояно-Колымская провинция включает в себя также и Туоустахскую складчато-надвиговую зону, относящуюся тектонически к Индигиро-Колымской системе, что объясняется крайне близким литологическим составом осадочных толщ, магматических комплексов и схожим набором рудных формаций. Подобная рисовка нашла отражение на Прогнозно-минерагенической карте Российской Федерации и ее континентального шельфа масштаба 1 : 2 500 000.

### ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Верхояно-Колымская минерагеническая провинция охватывает большую часть территории листа, включая Полоусненскую и Туоустахскую складчато-надвиговые зоны, а также святоносскую систему деформаций. Раннемеловые эпохи, связанные с развитием гранитного магматизма, являются определяющей для провинции. В это время происходит внедрение в терригенные юрско-раннеберриасские осадки гранитных интрузий с формированием по ослабленным зонам оловянного, вольфрамового и золотого оруденения. С четвертичной эпохой связано образование россыпей золота, олова и вольфрама. Для ряда узлов (Тенкелийского, Бакы-Куранахского и Ыганнинского) авторами подготовлены паспорта УПО, для Укалчиканского узла паспорт не составлялся, однако применены те же подходы в расчетах.

В пределах Верхояно-Колымской минерагенической провинции выделяются Черпунья-Чокурдахская, Полоусненская и Туоустахская минерагенические зоны.

**Черпунья-Чокурдахская вольфрам-оловорудно-россыпная минерагеническая зона** протягивается от хр. Полоусный до о. Бол. Ляховский, включает Муксунуохский, Черпуньинский и Тенкелийский узлы. Зона занимает северную часть листа, отличается от прочих весьма узкой специализацией

на олово и вольфрам. Характерно развитие одного плутонического комплекса – святоносского гранодиорит-гранитового, прорывающего вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенные черпуньинскую толщу, святоносскую и уларскую свиты, что формирует единственную эпоху рудообразования – альбскую.

*Муксунуохский узел* (1.0.1 Sn) расположен вблизи пос. Юкагир, в непосредственной близости от Селляхской губы. В пределах узла располагается два проявления олова касситерит-турмалин-хлоритовой формации и связанное с ними россыпепроявление. Прогнозные ресурсы в пределах узла не подсчитывались, однако узел представляется перспективным ввиду наличия полого погружающихся контактов интрузии (интрузий) и одного большого примущества перед прочими – близость к водной артерии.

*Черпуньинский вольфрам-оловорудно-россыпной узел* (1.0.2 Sn, W) расположен на севере изучаемой территории и включает в себя месторождение Черпунья и ряд оловоносных россыпей. Территория узла сложена верхнеюрскими эффузивами (лавы, туфы, туфолавы, взрывные брекчии жерловой фации) и субвулканическими образованиями риолитового и дацитового состава, прорванными штоком раннемеловых гранодиорит-порфиров.

Месторождение Черпунья представлено брекчированными, аргиллизированными и турмалинизированными породами, участками содержат вкрапленность сульфидов, касситерита и вольфрамита. Наибольший интерес представляют жильно-прожилковые зоны и вмещающие их кварц-турмалиновые грейзены по риолитам. Отличительной чертой месторождения является высокая железистость минералов. Касситерит, кроме окиси железа, содержит трёхокись вольфрама и индий. Промышленное оруденение прослежено до глубины 400 м. По состоянию на 1.01.2019 г. прогнозные ресурсы олова категории  $P_1$  составляют 5 тыс. т (ТКЗ 1993 г., № 413).

*Тенкелийский оловорудно-россыпной узел* (1.0.3 Sn) расположен к северу от пос. Депутатский и охватывает ряд россыпных объектов олова ранга проявлений и малых месторождений, а также четыре коренных рудопроявления, связанные с небольшими гранитными интрузиями альбского возраста, отнесенными к святоносскому комплексу. В пределах узла отмечены признаки древней россыпной оловоносности в глинистых образованиях палеогеновой коры выветривания по руч. Тенкели.

Формирование более крупных промышленных россыпей олова происходило в большей степени в период интенсивного развития гидросети и заложения тектонических впадин. Накопление касситерита происходило как за счет продолжающейся эрозии коренных источников, так и перемыва коры выветривания и ранее сформированного оловоносного аллювия.

Территория узла весьма перспективна на выявление как крупных коренных, так и россыпных объектов. Подсчитанные прогнозные ресурсы олова по категории  $P_3$  составляют 215,2 тыс. т. (Паспорт УПО № 5661300).

$$\text{Олово: } Q = 0,41 \text{ тыс. т/км}^2 \times 1050 \text{ км}^2 \times 0,5 = 215,2 \text{ тыс. т,}$$

где удельная продуктивность, тыс. т/км<sup>2</sup>, площадь – км<sup>2</sup>, 0,5 – коэффициент подобия по отношению к Депутатскому руднороссыпному узлу.

**Полоусненская золото-вольфрам-оловорудно-россыпная минерагеническая зона (2 Sn, W, Au/K<sub>1</sub>, P-N, Q)** охватывает центральную часть территории. В ее строении участвуют терригенные отложения юрско-раннеберриасского возраста, прорванные раннемеловыми гранитоидами. Южная граница зоны проходит по фронту Туостахского (Сетакчанского) шарьяжа, отделяющего ее от Туостахской минерагенической зоны. Профилирующим полезным ископаемым данной зоны является олово, представленное большим количеством крупных, средних, малых месторождений и рудопроявлений. Кроме олова, наиболее распространенными полезными ископаемыми описываемой зоны являются золото, серебро, свинец и цинк.

*Укалчиканский цинк-свинец-оловорудно-россыпной узел (2.0.1 Sn, Pb, Zn)* расположен в центральной части листа, к северу от пос. Депутатский. В геологическом строении узла принимают участие средне-позднеюрские терригенные отложения, прорванные субвулканическими породами сасыл-тиннахского вулканического комплекса и гранитоидами арга-эмнекенского и омчикандинского комплексов. Узел включает в себя месторождение Укалчикан, ряд оловорудных проявлений, оловоносных россыпей и свинцово-цинковых рудопроявлений, которые расположены на периферии оловорудного узла. Последнее, вместе с высоким содержанием индия в рудах месторождения (до 0,2%), делает узел весьма схожим с Депутатским. Объект разведан крайне слабо, прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> составили 9 тыс. т олова, категории P<sub>2</sub> – 29 тыс. т, до 1987 г. проводились оценочные работы, которые были прекращены в связи с вводом в разработку Депутатского месторождения [ГК R-54-XIX, XX, 1979]. Прогнозные ресурсы P<sub>3</sub> на олово и серебро составляют соответственно 264 тыс. т и 149 т. Подсчитаны авторами по точной аналогии с паспортами Тенкелийского и Баки-Куранахского узлов (УПО № 5661300, № 5661301) при площади узла в 1294 км<sup>2</sup>.

*Бганнинский цинк-свинец-оловорудный потенциальный узел (2.0.2 Sn, Pb, Zn)* расположен на западе – юго-западе листа, к северо-западу от пос. Депутатский. Узел располагается в поле развития средне-верхнеюрских терригенных пород и приурочен к невоскрытым поперечным складчатости интрузивам предположительно баки-дербекинского комплекса, апикальные части которого маркируются полями ороговикования со свинцово-цинковой и оловянной минерализацией.

В пределах узла выделено три проявления свинца и цинка, а также два проявления олова. Оруденение контролируется зонами крупных разломов и приурочено к зонам дробления и смятия, карбонатно-кварцевым, кварц-турмалин-хлоритовым жилам и отнесены к оловорудной турмалин-хлоритовой формации. Свинцово-цинковые объекты, как и в других узлах, локализуются на периферии оловорудных узлов. Типичными рудными минералами являются галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит, реже пирротин, касситерит, марматит, сульфосоли свинца, пираргирит, в зонах окисления – лимонит, церуссит, смитсонит, англезит, малахит, азурит.

Ввиду повышенного интереса недропользователей к свинцово-цинковым объектам в пределах Депутатского узла (Юбилейное, Быллатское), где содержание серебра в рудах достигает 1,4%, данный узел представляется



перспективным. К тому же очевидно, что здесь в настоящий момент наблюдается на поверхности лишь верхняя часть рудного тела.

Подсчитанные прогнозные ресурсы для Ыганнинского узла составляют 129,1 тыс. т олова, 6,3 тыс. т свинца и 72,4 т серебра (паспорт УПО № 5661302).

$$\text{Олово: } Q = 0,41 \text{ тыс. т/км}^2 \times 630 \text{ км}^2 \times 0,5 = 129,1 \text{ тыс. т,}$$

$$\text{свинец: } Q = 0,02 \text{ тыс. т/км}^2 \times 630 \text{ км}^2 \times 0,5 = 6,3 \text{ тыс. т,}$$

$$\text{серебро: } Q = 0,23 \text{ т/км}^2 \times 630 \text{ км}^2 \times 0,5 = 72,4 \text{ т}$$

(Паспорт УПО № 5661301),

где удельная продуктивность – тыс. т/км<sup>2</sup>, площадь – км<sup>2</sup>, 0,5 – коэффициент подобия по отношению к Депутатскому руднороссыпному узлу.

Наиболее крупным объектом рассматриваемого узла является малое месторождение полиметаллов Дальнее, приурочено к штоку гранитоидов (не показан на карте по условиям масштаба), вероятно, баки-дербекинского комплекса.

*Алтинский цинк-свинец-серебро-золоторудный потенциальный узел (2.0.3 Au, Ag, Pb, Zn)* протягивается в соответствии с расположением Куранахского гранитоидного массива, с которым генетически связано оруденение. Перспективы Алтинского узла связаны с многочисленными объектами золото-полиметаллической и золото-серебро-полиметаллической минерализации. Рудные тела сложены кварцевыми, кварцево-турмалиновыми с сульфидами жилами, минерализованными зонами дробления. Оруденение сопровождается контрастными геохимическими ореолами рассеяния золота, свинца, серебра и вольфрама.

Рудное поле в центральной части массива площадью 70 км<sup>2</sup> охватывает зону распространения кварц-турмалиновых жил, минерализованных зон дробления, даек кислого состава. Простирается зона северо-восточное, ширина – 4–5 км. Содержание в рудах: золота 0,2–5 г/т; серебра – от 90–151 до 1000 г/т; трехокси вольфрама – 0,1–0,5 %; свинца – 0,3–1,67 %; цинка – от 0,5–2,35 до 3–8 %. Подсчет прогнозных ресурсов золота категории Р<sub>3</sub> произведен методом аналогии по предложенному ЦНИГРИ усредненному показателю удельной продуктивности в 5–15 т/км<sup>2</sup> независимо от типа оруденения для перспективных площадей ранга рудных полей. Авторами принята удельная продуктивность 8 т/км<sup>2</sup>. На рудном поле прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>3</sub> на площади 70 км<sup>2</sup> с коэффициентом подобия 0,2 и рудоносности (достоверности) 0,3 составят:

$$70 \times 8 \times 0,2 \times 0,3 = 33,6 \text{ т.}$$

Восточная часть узла сложена прокварцованными и сульфидизированными юрскими терригенными породами, прорванными гранитоидами Куранахского массива, насыщенными сближенными кварц-турмалиновыми, кварц-турмалин-сульфидными жилами, иногда образующими штокверковую зону. В пределах рудного поля выявлены золото-полиметаллические проявления Ньюлку, Протон, золоторудное – Карлик и ряд пунктов минерализации золото-полиметаллической формации. Содержание: золота – от 0,2–3 до 25 г/т;

свинца – от 0,1–0,5 до 5,5 %; цинка – от 0,5 до 2,43 %; висмута – 0,1–1 %; сурьмы – до 0,1 %. На рудном поле прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  на площади 45 км<sup>2</sup> с коэффициентом подобия 0,2 и рудоносности (достоверности) 0,3 составят:

$$45 \times 8 \times 0,2 \times 0,3 = 21,6 \text{ т.}$$

Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  на площади всего рудного узла составят:

$$33,6 \text{ т} + 21,6 \text{ т} = 55,2 \text{ т.}$$

Содержание: золота – от 0,2–3 до 25 г/т; свинца – от 0,5 до 5,5 %; цинка – от 0,5 до 2,43 %; висмута – 0,1–1 %; сурьмы – до 0,1 % [Данилов и др., 2018ф].

*Бакы-Куранахский цинк-свинец-золото-оловорудно-россыпной узел* (2.0.4 Sn, Au, Pb, Zn) расположен в центральной части листа, к северо-востоку от Депутатского месторождения. В его пределах широко развиты средне-позднеюрские терригенные отложения, прорванные гранитоидами эликчанского и арга-эмнекенского комплексов. Перспективность узла определяется выявленными в его пределах рудопроявлениями олова, золота, полиметаллов, вольфрама, а также большого числа пунктов минерализации этих полезных ископаемых, приуроченных к минерализованным зонам дробления, штокверкам и грейзенизированным породам на контакте с интрузивными телами. Кроме того, установлены несколько оловоносных россыпей ранга россыпного рудопроявления и одно россыпное месторождение, источник олова для которого не ясен.

Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  олова:

$$Q = 0,41 \text{ тыс. т/км}^2 \times 805 \text{ км}^2 \times 0,5 = 165 \text{ тыс. т,}$$

прогнозные ресурсы свинца:

$$Q = 0,02 \text{ тыс. т/км}^2 \times 805 \text{ км}^2 \times 0,5 = 8 \text{ тыс. т,}$$

прогнозные ресурсы серебра:

$$Q = 0,23 \text{ т/км}^2 \times 805 \text{ км}^2 \times 0,5 = 92,6 \text{ т}$$

(Паспорт УПО № 5661301),

где удельная продуктивность – тыс. т/км<sup>2</sup>, площадь – км<sup>2</sup>, 0,5 – коэффициент подобия по отношению к Депутатскому руднороссыпному узлу.

*Омчикандинский висмут-вольфрам-оловорудно-россыпной узел* (2.0.5 Sn, W, Bi) выделен в верховьях р. Бёрёлёх на площади Омчикандинского гранитного массива. Перспективы рудного узла определяются оловорудными полями месторождений Одинокое и Полярное, многочисленными объектами оловорудной минерализации, наличием россыпного месторождения олова, широким развитием кварц-турмалиновых жил как в гранитоидах, так и ороговикованных вмещающих терригенных породах.

Авторские прогнозные ресурсы категории  $P_3$  с учетом подсчитанной на рудном поле Одинокое удельной площадной продуктивности на Омчикандинском рудном узле составили: олова – 267,3 тыс. т; вольфрама – 31,8 тыс. т; висмута – 17,8 тыс. т [Данилов и др., 2018ф]. Введен площадной

коэффициент 1,18 для охватывания всей территории узла, итого прогнозные ресурсы составили: олова – 315 тыс. т; вольфрама – 37 тыс. т; висмута – 21 тыс. т.

*Порфиновый золоторудный потенциальный узел (2.0.6 Au)* расположен в верховьях р. Быстрая, сложен прокварцованными и сульфидизированными юрскими терригенными породами, прорванными гранитоидами Эликчанского массива, насыщенными кварц-турмалиновыми, кварц-турмалин-сульфидными жилами и зонами березитизированных пород. Перспективы РУ определяются наличием золоторудных проявлений Кий (IV-6-20) и Знак I (IV-6-24), золото-полиметаллического проявления Ауцелловое (IV-6-26), золото-редкометаллических Знак II (IV-6-23) и др. Содержание: золота – от 0,1–5 до 25 г/т; свинца – от 0,1–0,5 до 1%; цинка – от 0,5 до 1,78%; висмута – 0,15%; сурьмы – 0,3%. Оруденение сопровождается контрастными геохимическими ореолами рассеяния золота, серебра, молибдена и вольфрама. Содержание золота по первичным ореолам рассеяния составляет от 0,08 до 0,95 г/т [Данилов, 2015ф].

Подсчеты прогнозных ресурсов золота категории  $P_3$  произведены с учетом данных по Истахскому рудному узлу [Данилов и др., 2018ф] с удельной продуктивностью, равной 0,95 т/км<sup>2</sup>, с коэффициентом подобия 0,5, с коэффициентом рудоносности (достоверности) 0,5 составят:

$$140 \times 0,95 \times 0,5 \times 0,5 = 33,2 \text{ т.}$$

*Депутатский серебро-цинк-свинец-оловорудно-россыпной узел (2.0.7 Sn, Pb, Zn, Ag)* включает в себя одноименное месторождение, а также ряд рудопроявлений олова, свинца с цинком и серебром.

Само по себе Депутатское месторождение уже более 10 лет стараются возродить, однако сегодня это по-прежнему крайне нерентабельно, даже с учетом новых технологий обработки, возможности параллельного извлечения золота. Прогнозные ресурсы олова месторождения категории  $P_1$  – 86 тыс. т,  $P_2$  – 7 тыс. т.

В пределах Депутатского узла выделено Юбилейное рудное поле, включающее Юбилейное проявление свинца, цинка и серебра с подсчитанными прогнозными ресурсами свинца категории  $P_1$  в количестве 4,3 тыс. т,  $P_2$  – 4,6 тыс. т и ЗБЗ – 7,6 тыс. т; серебра –  $P_2$  – 165 т. Площадь рудного поля сложена средне-верхнеюрскими терригенными отложениями, вмещающими нескрытый гранитоидный коллизионный массив, с которым непосредственно западнее района связано Депутатское месторождение. На площади Депутатского рудного узла прогнозные ресурсы категории  $P_3$  составляют: серебро – 2500 т, висмут – 5 тыс. т. Ресурсы Депутатского рудного узла и Юбилейного проявления апробированы (Сводка прогнозных ресурсов полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) по состоянию на 1.01.2006 г. Прот. НТС РС(Я) № 41 от 22.03.2006 г.).

*Тасапский оловорудно-россыпной узел (2.0.8 Sn)* расположен в западной части листа, к западу от пос. Депутатский. Узел включает в себя оловорудное проявление Тасаппа, два россыпных месторождения олова, одно проявление россыпного олова и несколько пунктов минерализации золота.

Рудопоявление Тасаппа отнесено к оловорудной турмалин-хлоритовой формации. Рудные тела представлены крутопадающими жильно-прожилковыми зонами, выполняющие системы сближенных трещин, минерализованные зоны дробления, штокверки. Они локализируются в надынтрузивной зоне гранитоидного массива бакы-дербекинского комплекса. По минеральному составу руды относятся к двум типам: силикатному (кварц-хлорит-турмалиновому малосульфидному) и сульфидному (многосульфидному), сменяющему первый по мере удаления от интрузий. В составе рудных тел преобладают кварц, высокожелезистый турмалин и хлорит, образующие зоны соответствующих метасоматитов, пронизанные кварц-сульфидными с касситеритом прожилками. Оловянному оруденению на данном месторождении сопутствует литий.

Перспективы узла определяются наличием крупных россыпных объектов с неустановленными коренными источниками олова, причем широкое развитие полей ороговикования и геофизических данных, указывающих на интрузивные тела неглубокого залегания, позволяют предполагать обнаружение достаточно крупных коренных объектов.

**Туостяхская олово-сурьмяно-золоторудная минерагеническая зона (3 Au, Sb, Sn/J<sub>3</sub>-К)** охватывает юг-юго-западную часть территории и соответствует площади распространения триасовых терригенных и юрских вулканогенно-терригенных отложений Туостяхской складчато-надвиговой зоны, прорванных раннемеловыми гранитоидами бакы-дербекинского, арга-эмнекенского и омчикандинского комплексов. Южная граница проходит по фронту Нальчанского надвига, отделяющего ее от Селеннях-Улаханской минерагенической зоны Колымо-Омолонской минерагенической провинции. В пределах площади преобладает золотая, вольфрамовая, оловянная и полиметаллическая минерализация.

Зона включает Истахский, Илин-Эмнекенский, Буор-Юрхский, Эгекитский, Сахчанский, Верхне-Тиректяхский, Халдыкчанский узлы и Чукскую рудную зону.

*Истахский вольфрам-олово-золоторудно-россыпной узел (3.0.1 Au, Sn, W)* площадью 140 км<sup>2</sup> охватывает зону распространения кварц-турмалиновых жил, минерализованных зон дробления, даек риолитов, участки березитизированных пород. Десяток золоторудных проявлений определяют перспективы на коренное золото.

Прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>3</sub> с учетом удельной продуктивности, рассчитанной в рамках составления 200/2 на аналогичном узле (но меньшей площади) и равной 0,95 т/км<sup>2</sup> на актуальной площади в 531 км<sup>2</sup> с заниженным коэффициентом подобия 0,3 и коэффициентом рудоносности (достоверности) 0,3 составят:

$$531 \times 0,95 \times 0,3 \times 0,3 = 41,5 \text{ т.}$$

Перспективы на олово Истахского рудного узла определяются наличием проявлений Истах (IV-6-41), Аяка (IV-6-45) и др. Оловорудные объекты относятся к кварц-грейзеновой и касситерит-силикат-сульфидной формациям. Оруденение сопровождается контрастными геохимическими ореолами рассеяния висмута, вольфрама, олова, серебра. Содержание: олова – от 0,01–0,48

до 1,51–7,74 %; золота – от 0,21–2,8 г/т до 50 г/т; серебра – до 3 кг/т; висмута – 0,01 %; кобальта – 0,08 %; цинка – 0,1 %; меди – 0,2 %; свинца – 0,1–0,5 %; никеля – 0,1 %. Авторские предварительные прогнозные ресурсы категории  $P_3$ , с учетом подсчитанной на рудном поле Одинокое удельной площадной продуктивности [ГК R-54-XXIII, XXIV в издании], на Истахском рудном поле на площади 531 км<sup>2</sup> с коэффициентом подобия 0,3 и рудоносности (достоверности) 0,3 составят: олово –  $531 \times 3,78 \times 0,3 \times 0,3 = 180,6$  тыс. т.

Перспективы *Илин-Эмнекенского потенциального кобальт-серебро-золоторудного узла* (3.0.2 Au, Ag, Co) определяются его расположением в пределах Илин-Эмнекенского гранитоидного массива, в различной степени насыщенного кварц-турмалиновыми жилами, образующими протяженные зоны. В пределах рудного узла выявлены золоторудные проявления Верхне-Миопчанское, Илар, Конус I (IV-5-71,73,74,76,77,78 и т. д.); проявление кобальта Восходящее (IV-5-84). Содержание золота в золоторудных проявлениях – от 0,1–3 до 10 г/т; трехокиси вольфрама – 0,05 %; серебра – от 20 до 1000 г/т; молибдена – 0,2 %; олова – 0,01–0,97 %; кобальта – 0,01–0,5 %; свинца от 0,1–0,5 до 1 %; цинка – 0,1–1 %; висмута – 0,03–0,5 %; меди – до 1 %; мышьяка – до 5 %. В проявлениях золота с серебром и кобальтом содержание золота – от 1 до 23,9 г/т; кобальта – от 0,1 до 1 %; остальные элементы содержатся примерно в тех же количествах. Оруденение сопровождается контрастными геохимическими ореолами рассеяния золота.

Подсчет авторских прогнозных ресурсов золота категории  $P_3$  произведен [Данилов и др., 2018ф] методом аналогии по предложенному ЦНИГРИ усредненному показателю удельной продуктивности в 0,2–0,8 т/км<sup>2</sup> независимо от типа оруденения для перспективных площадей ранга рудных узлов. Исполнителями взят коэффициент 0,6 т/км<sup>2</sup>. На Илин-Эмнекенском рудном узле прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  на площади 200 км<sup>2</sup> с коэффициентом подобия 0,5 и рудоносности (достоверности) 0,5 составят:

$$200 \times 0,6 \times 0,5 \times 0,5 = 30 \text{ т.}$$

Перспективы *Буор-Юряхского вольфрам-золоторудного потенциального узла* (3.0.3 Au, W) определяются приуроченностью к штоку грейзенизированных лейкогранитов площадью 0,4 км<sup>2</sup> и его экзоконтактам, он включает проявления и пункты минерализации золота, вольфрама, висмута. На рудном поле Эгекит по геохимическим аномалиям прогнозные ресурсы категории  $P_2$  оценены по изоконцентрате 0,05 г/т в количестве 20,2 т, по изоконцентрате 0,01 г/т – 50 т (ГПП «Ленское», Республика Саха (Якутия), протокол № 11 от 14.06.1999 г.) [Петров и др., 2010ф]. В пределах рудного поля прогнозируется крупное месторождение золота. Оруденение характеризуется жильным и вкрапленно-прожилковым (штокверковым) типами. Кварцевые жилы с сульфидами, вольфрамитом и золотом мощностью 0,2 м и протяженностью до 100 м содержат золото в количестве 6–15 г/т. Два штокверковых участка площадью 0,025 и 0,036 км<sup>2</sup> содержат золото в количестве 0,96–1,1 г/т, а по всему штокверку площадью 0,33 км<sup>2</sup> среднее содержание золота – 1,0 г/т. При этом при удельном весе руды 2,5 и глубине прогнозирования 100 м прогнозные ресурсы категории  $P_2$  составляют 98,4 т [Петров и др., 2010ф]. Рекомендуются постановка оценочных работ с применением бурения скважин

глубиной до 200 м, проходка канав, траншей, рудных шурфов для обоснованной оценки прогнозных ресурсов и перевода ресурсов в категории  $P_1$  и  $C_2$ . Наряду с золотом промышленный интерес могут представлять вольфрам, висмут, цинк, медь и свинец.

Потенциальное рудное поле Кусаган-Юрях в юго-восточном эндо- и экзо-контакте Буор-Юряхского массива выделено по аналогии с вышеописанным по наличию объектов с сурьмой, шлиховых потоков золота, вольфрамита и шеелита и донных потоков золота и олова. Прогнозные ресурсы золота категории  $P_2$  рассчитаны по аналогии с рудным полем Эгекит и составляют 10 т (Республика Саха (Якутия), ГГП «Ленское», протокол № 11 от 14.06.1999 г.) [Петров и др., 2010ф]. Рекомендуется постановка поисковых работ.

В Буор-Юряхском рудном узле площадью 145 км<sup>2</sup> прогнозные ресурсы категории  $P_3$  подсчитаны по аналогии с рудным районом Фербенкс, включающим месторождение Форт-Нокс, имеющим удельную продуктивность 1 т/км<sup>2</sup>. С учетом коэффициента рудоносности 0,6 и коэффициента подобия 0,5 ресурсы золота составляют 43,5 т ( $145 \times 0,6 \times 0,5 \times 1,0$ ) [Петров и др., 2010ф]. В Буор-Юряхском рудном узле рекомендована постановка поисковых работ.

*Эгекитский медь-олово-золоторудно-россыпной узел* (3.0.4 Au, Sn, Cu) расположен на востоке территории листа. В его пределах развиты триасовые и ранне-среднеюрские терригенные и туфотерригенные отложения, прорванные контактово-метаморфизованными многочисленными телами и дайками гранитоидов арга-эмнекенского комплекса, с которым связано золотое и оловянно-полиметаллическое оруденение. В его пределах расположено большинство золоторудных объектов территории, принадлежащих к золоторудной кварцевой малосульфидной, золоторудной кварц-сульфидной (золоторедкометалльной) и золото-медно-порфировой формациям.

Для Эгекитского рудного узла в 2011 г. были апробированы прогнозные ресурсы коренного золота категории  $P_3$  – 118 т (ЦНИГРИ, протокол № 7 от 27.03.2012 г.). В 2017 г. по итогам ревизионно-поисковых работ 2015–2017 гг. на Эгекитском РУ сняты с учета ресурсы категории  $P_3$  в размере 118 т на золото-сульфидно-кварцевый геолого-промышленный тип (протокол ЦНИГРИ № 29 от 18.12.2017 г.).

*Чукская серебро-золоторудная потенциальная зона* (3.0.5 Au, Ag). Перспективы Чукской рудной зоны площадью 348 км<sup>2</sup> определяются расположением в поле развития малых тел кварцевых диоритов. Здесь вскрыто канавами и частично прослежено пять рудных тел с промышленными параметрами, представленных зонами дробления в диоритах, кварцевых диоритах, метасоматически измененных туфах и туффитах с кварцевыми, кварц-карбонатными жилами с сульфидной минерализацией (до 5–25 %). Содержание золота в рудных телах – от 2,43 до 11,1 г/т, серебра – от 80 до 106,3 г/т.

Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  подсчитывались также по аналогии с Широкинским рудным узлом, включающим месторождения Ново-Широкинское и Быстринское и имеющим удельную продуктивность золота 0,38 т/км<sup>2</sup>, серебра – 0,88 т/км<sup>2</sup>. С учетом коэффициентов подобия 0,5 и рудоносности 0,6, прогнозные ресурсы категории  $P_3$  составили: золото – 33 т, серебро – 76,5 т. Рекомендуется проведение оценочных работ.

*Сахчанский золоторудно-россыпной узел (3.0.6 Au) и Верхне-Тирехтяхский потенциальный олово-золоторудно-россыпной потенциальный узел (3.0.7 Au,Sn)* представлены лишь своими самыми крайними восточными частями, и кроме шлихового потока золота в пределах Сахчанского узла никаких предпосылок для локализации перспективного объекта нет.

*Халдыкчанский золоторудно-россыпной узел (3.0.8 Au)* расположен на правом берегу р. Неннели и объединяет два проявления золота, пункты минерализации золота и цветных металлов, россыпь золота. По рудному телу Подводник проявления Ветвистый произведена предварительная оценка ресурсов золота ( $P_1$ ) до глубины 250 м, которые составили 3429 кг [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015]. Оценка ресурсов всего проявления Ветвистый основана на имеющихся признаках, указывающих на наличие еще не менее трех аналогичных рудных тел, соответственно прогнозные ресурсы рудного объекта возрастают в 4 раза и составляют 13,7 т ( $P_2$ ) [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015].

Для оценки Халдыкчанского узла необходимо учесть наличие в пределах рудного узла более 20 пунктов минерализации с содержанием золота 1–10 г/т и сравнительно слабую обнаженность территории. Это позволяет оценить возможность увеличения прогнозных ресурсов  $P_3$  в 2 раза. Вместе с тем, принимая во внимание вероятную невыдержанность содержания золота и мощности рудных тел как по простиранию, так и на глубину, оценку прогнозных ресурсов рудного золота необходимо определить в количестве 22 т ( $P_3$ ) [ГК R-54-XXXI,XXXII, 2015]. Общая оценка прогнозных ресурсов ( $P_3$ ) Халдыкчанского рудного узла по другим элементам составляет 5 тыс. т вольфрама, 20 тыс. т олова и 2 тыс. т молибдена. В пределах территории рудного узла рекомендуется проведение поисково-оценочных работ второй очереди.

Прогнозные ресурсы золота россыпи Кис-Юрях оценены в 1,5 т ( $P_3$ ).

## **ИНДИГИРО-КОЛЫМСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ**

*Селеннях-Улахантаская сурьмянортутно-олово-золоторудно-россыпная минерагеническая зона (4 Au,Sn,Hg,Sb)* занимает южную часть листа и охватывает Селенняхскую складчато-надвиговую зону, сложенную преимущественно карбонатными отложениями раннего–среднего палеозоя.

Минерагеническая нагрузка данной территории характеризуется специализацией на ртуть и золото в Селенняхском районе и на олово, золото, свинец, цинк и платиноиды за его пределами.

*Селенняхский ртутно-золоторудно-россыпной район (4.1 Au,Hg)*. Площади, перспективные на обнаружение рассеянной золотой минерализации карлинского типа с золото-ртутными, сурьма-ртуть-золоторудными объектами, входят в состав Селенняхского района и локализованы в палеозойских карбонатных отложениях шельфа в зонах надвиговых дислокаций и зонах тектонических контактов или между литологически разнородными толщами. Основными рудоконтролирующими структурами являются зоны Нальчанского и Намысахского надвигов и Иначский надвиг (не показан на тектонической схеме по условиям масштаба). Породы местами прорваны

разновозрастными интрузивными массивами (умбинский, омчикандинский комплексы).

*Дяпкичанский сурьмяно-золото-ртутный узел* (4.1.1 Hg,Au,Sb) включает два малых золотосодержащих месторождения ртути – Гал-Хая и Северное, ряд золотосодержащих (до 1 т золота) проявлений ртути – Ольховое, Останцовое, Сосед II, Лидер, геохимическую аномалию золота и серебра, шлиховые ореолы киновари (не показаны в масштабе карты). На этой площади выделены три контрастные литохимические аномалии с содержанием золота 0,022–2,118 г/т, имеющие удлиненно-овальную форму и протягивающиеся на 200–700 м при ширине 60–140 м. Они локализованы в зонах дробления в пределах надвига. На площади аномалий выявлены рудные тела с золотом, штупное опробование брекчированных известняков с вкрапленностью киновари показало содержание золота от 0,1 до 5 г/т.

Оценка прогнозных ресурсов выполнена методом удельной продуктивности по аналогии с Калычанским рудным узлом, где удельная продуктивность золота составляет 0,54 т/км<sup>2</sup>. Таким образом, прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> Дяпкичанского рудного узла площадью 93 км<sup>2</sup> оценены в 50,2 т (93 × 0,54), ртути – 7,7 тыс. т. Данные результаты апробированы в ФГУП ЦНИГРИ (протокол № 5 от 27.07.2006 г).

На месторождении Гал-Хая прогнозные ресурсы золота категории P<sub>2</sub> оценены в 0,423 т, P<sub>3</sub> – 5,1 т. Апробированы в ФГУП ЦНИГРИ (протокол № 5 от 27.07.2006 г). На базе рудного месторождения прогнозируется среднее месторождение золота с ресурсами 5,1 т [ГК R-54-XXVII,XXVIII, 2015].

*Калычанский сурьмяно-золото-ртутный узел* (4.1.2 Hg,Au,Sb) включает в себя золоторудные проявления Удачное, Малыш, Пологое и ряд проявлений и пунктов минерализации ртути, золота, сурьмы. В пределах рудного узла выделено несколько перспективных зон, которые контролируются Иначским, Четляунским (не показан на тектонической схеме по условиям масштаба) надвигами, зонами надвигов и шарьяжей, сериями субпараллельных надвигов и оперяющими нарушениями и включают прямые и косвенные поисковые признаки золотого оруденения, в том числе россыпные объекты.

Основная зона длиной 8 км и шириной от 300 м до 1,5 км протягивается в северо-восточном направлении от руч. Пологий до руч. Постой. Положение зоны определяется системой крупных и оперяющих взбросо-сдвигов и надвигов. Зона включает проявление Пологое, которое входит в пределы кольцевой морфоструктуры, предположительно, связанной с нескрытым гранитоидным массивом, и характеризуется наиболее интенсивными гидротермально-метасоматическими изменениями пород. В пределах зоны развиты породы тарынг-юряхской, удачининской, калычанской, балгикакчанской, ухватской и рябининской свит. На участках минерализованных зон дробления широко развиты доломитизация, окварцевание, ожелезнение. В районе проявления Пологое и Постой установлены фрагменты площадных и линейных инфильтрационных кор выветривания (зоны выщелачивания), наложенные на зоны оруденения штокверкового и линейного типов. Последние приурочены к узлам пересечения разрывных нарушений. При образовании современного рельефа коры выветривания и связанные с ними зоны вторичного обогащения золота были эродированы и послужили основным источником металла



в россыпях Калычанского золотороссыпного поля (промышленные россыпи Звонкий, Калычан, Болотный, Пологий, Постой, Лесной, Сибижан).

Вторая зона протягивается от руч. Удачный до левобережья р. Нальчан на расстояние 7 км при ширине 0,5–1 км. Она сложена преимущественно породами калычанской свиты; основными структурными элементами являются надвиг и сброс. Широко развито ожелезнение, сопровождающее минерализованные зоны дробления. Зона включает проявления Удачное, Новое, Среднее, Догор. Оруденение приурочено к минерализованным зонам дробления, трансформирующим разрывные нарушения, оперяющие надвиговый шов.

В пределы Калычанского рудного узла входят проявления и пункты минерализации, в которых золото ассоциирует со ртутью, мышьяком, сурьмой, являющимися постоянными спутниками объектов золоторудной ртутно-сурьмяной формации. В половине случаев золото имеет подчиненное значение: Крюк, Новое, Постой, Среднее, Догор, Скрытое, Раннее и др.

Выполненные в 2009 г. аналитические исследования показали, что территория Калычанского рудного узла характеризуется высоким контрастным аномальным фоном с дифференцированными аномалиями золота (0,001–4,95 г/т). Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  подсчитаны по результатам геохимического опробования по вторичным ореолам рассеяния и приняты в количестве 144 т. Ресурсы апробированы в ФГУП ЦНИГРИ (протокол № 7 от 30 ноября 2005 г.).

*Тарынг-Юряхский ртутно-сурьмяно-золоторудно-россыпной узел* (4.1.3 Au, Sb, Hg) выделен на территории одноименного золотороссыпного узла по совокупности литолого-стратиграфических, структурно-тектонических факторов в сочетании с поисковыми признаками. Здесь известны золотые, ртутные с золотом проявления и многочисленные пункты минерализации золота золоторудной малосульфидной формации с содержаниями золота от 0,02 до 22 г/т, золота с медью, свинцом, меди, геохимические и шлиховые ореолы золота, олова, киновари, многочисленные россыпные объекты золота. Рудные тела сосредоточены как на контакте гранитоидного массива и приурочены в этом случае к скарнам и дайкам различного состава, так и внутри массива, часто в дайках. Обычно рудные тела представлены кварцевыми жилами, реже – минерализованными зонами дробления в скарнированных терригенно-карбонатных породах экзоконтакта интрузива. В рудных полях Уччугей и Нинкат рудные тела приурочены преимущественно как к скарнированным породам пластобразной линзующейся формы мощностью от 0,3 до 20 м, длиной до 2–3 км, так и к минерализованным зонам и кварц-сульфидным жилам.

На площади 740 км<sup>2</sup>, по аналогии с Калычанским рудным узлом, где удельная площадная продуктивность:

$$87,8/120 = 0,73 \text{ т/км}^2,$$

и с принятием коэффициента подобия 0,3, коэффициента рудоносности 0,3, прогнозные ресурсы категории  $P_3$  составляют

$$740 \times 0,73 \times 0,3 \times 0,3 = 48,6 \text{ т.}$$

*Томмотское редкометалльно-редкоземельное рудное поле* (4.1.4 TR,Ta,Nb) приурочено к юго-западному обрамлению сложнопостроенного Томмотского массива и локализовано в телах щелочных граносиенитов, щелочных сиенитов, щелочных гранитов и кварцевых альбититов среди контактово-метаморфизованных пород верхнего ордовика и силура, слагающих фрагмент тектонической пластины, надвинутой на карбонатные отложения нижнего и среднего ордовика.

Щелочные граниты слагают небольшое тело в южной части Томмотского массива. Рудные тела отнесены к формации редкоземельно-редкометалльных альбититов, связанных со щелочными сиенитами. Наиболее мощные тела локализованы среди вмещающих пород и представлены межпластовыми метасоматическими залежами, жильными телами в эгириновых гранитах, прожилками и вкрапленностью в гранитах и известково-глинистых сланцах. Наиболее крупное тело № 5 представлено всеми тремя типами. Основные ресурсы связаны с рудным телом № 5 мощностью 10 м, длиной до 260 м, вертикальный размах оруденения достигает 350 м [Петров и др., 2010ф]. Содержание редких земель на проявлении колеблется:  $Y_2O_3$  – 0,01–11,29 %;  $Ce_2O_3$  – 0,02–3,99 %;  $La_2O_3$  – 0,001–0,386 %;  $YbO$  – 0,002–0,57 %;  $ZrO_2$  – 0,001–1,141 %;  $BeO$  – 0,001–0,93 %;  $Nb_2O_5$  – 0,001–0,25 %;  $ThO_2$  – 0,01–1,55 %. Ресурсы категории  $P_1$  с учетом рудных тел № 1 и 3 и Западного участка (г) следующие:  $Y_2O_3$  – 1297;  $Ce_2O_3$  – 2393;  $La_2O_3$  – 46;  $YbO$  – 48;  $ZrO_2$  – 1260;  $BeO$  – 240;  $Nb_2O_5$  – 342;  $ThO_2$  – 55;  $Nd_2O_3$  – 342;  $Dy_2O_3$  – 366;  $Gd_2O_3$  – 157;  $Sm_2O_3$  – 105;  $Er_2O_3$  – 19;  $Y + Ce + La + Yb = 4188$ .

Пересчитанные в 2006 г. прогнозные ресурсы [Петров и др., 2010ф] категории  $P_3$  составляют (тыс. т):  $\Sigma TR_2O_3$  – 135,28;  $Ta_2O_5$  – 1,166;  $Nb_2O_5$  – 5,83;  $BeO$  – 1,17;  $ThO_2$  – 139,94.

*Ольдинский золоторудно-россыпной узел* (4.1.5 Au) по структурно-тектоническим и литолого-стратиграфическим признакам сходен с Калычанским рудным узлом. По сочетанию минерагенических факторов и поисковых признаков площадь является перспективной для объектов золоторудной малосульфидной и ртутно-сурьмяной формаций. Золоторудные объекты локализованы в терригенно-карбонатных отложениях балгикакчанской, тарын-юряхской и волчинской свит ордовика и сычаганской толщи силура, прорванных дайками основного состава преимущественно умбинского комплекса. Рудные объекты приурочены к зонам надвиговых дислокаций и тектоническим контактам или локализованы между литологически разнородными толщами. Они сопровождаются ореолами рассеяния золота, свинца и цинка. Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления, сульфидизации, окварцевания с карбонатными и кварцевыми жилами и прожилками. Кроме того, во вмещающих толщах прослежены прокварцованные пласты и линзовидные прослои с тонкодисперсным золотом в пирите с содержанием 0,02–0,4 г/т (стратойдные тела). Рудные тела приурочены к карбонатным и терригенно-карбонатным породам, нередко битуминозным, доломитизированным и окварцованным в процессе позднеколлизийных складчатонадвиговых дислокаций. С минерализованными зонами дробления связаны зоны окисления типа площадных и линейных инфильтрационных кор выветривания, представленных зонами выщелачивания, наложенными на зоны

оруденения в узлах пересечения разрывных нарушений. С корами выветривания связаны основные россыпеобразующие источники.

В Олындынском рудном узле площадью 386 км<sup>2</sup> прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> посчитаны по аналогии с Калычанским рудным узлом, размещенным в похожих геологических позициях в породах той же минерагенической зоны. В Калычанском рудном узле на площади 120 км<sup>2</sup> (южная часть узла, лист R-54-XXXIII,XXXIV) ресурсы золота составляют 87,8 т. Удельная продуктивность составляет 0,73 т/км<sup>2</sup>. Прогнозные ресурсы с коэффициентом подобия 0,5 составят в этом случае:

$$386 \times 0,73 \times 0,5 = 140,89 \text{ т.}$$

На Олындынский рудный узел составлен паспорт № 5660773 [Петров и др., 2010ф].

Отличие от Калычанского рудного узла заключается в меньшем количестве золото-сурьяно-ртутных объектов, хотя мышьяк и сурьма в золоторудных объектах встречаются повсеместно.

*Чибагалахский борато-оловорудно-россыпной узел* (4.1.6 Sn,B) располагается в пределах долины р. Чибагалах и ее притоков. Рудный узел слагают многочисленные пункты минерализации олова и золота, три проявления и месторождение олова с высокими содержаниями бора и золота, россыпь касситерита. В Чибагалахском месторождении подсчитаны запасы олова по категории C<sub>2</sub> в количестве 8,8 тыс. т, прогнозные запасы олова составляют 35 тыс. т. (P<sub>1</sub>) [Петров и др., 2010ф]. Прогнозные ресурсы олова на проявлениях Чибагалах-1 и Ваденей оценены соответственно в 12 и 10,5 тыс. т (P<sub>2</sub>). Прогнозные ресурсы касситерита в россыпи Маяк оценены в 180 т (P<sub>2</sub>) [Петров и др., 2010ф]. Широкое распространение рудоносных скарнов на площади рудного узла, только часть которых изучена на поисковой стадии, наличие других генетических типов оруденения в его пределах позволяют высоко оценить оловоносность рудного узла. Общая оценка рудного узла на олово составляет 125 тыс. т (P<sub>3</sub>), золото – 2,7 т, бор – 165 тыс. т [Петров и др., 2010ф].

*Солорюнский ртутно-сурьяно-золоторудно-россыпной узел* (4.1.7 Au, Sb,Hg) совмещен с Солорюнской зоной надвигов и шарьяжей и в литолого-стратиграфическом плане представлен ордовикско-силурийской толщей преимущественно карбонатных пород. Мелкие разломы контролируют минерализованные зоны дробления, с которыми связана золоторудная минерализация. Рудные поля выделены по наличию проявлений и пунктов минерализации ртути, сурьмы и золота золоторудной малосульфидной формации, а также литохимических аномалий золота. Прогнозные ресурсы золота Солорюнского рудного узла категории P<sub>3</sub> составляют 7 т [Петров и др., 2010ф].

В *Дьяхтардахском золото-свинцово-оловорудном узле* (4.0.1 Sn,Pb,Au) локализованы одноименное оловянное месторождение, золоторудное Западно-Дьяхтардахское (V-4-18) (участок Малыш) и другие золоторудные проявления, проявление олова Намысах, пункты минерализации мышьяка, серебра, цинка, вольфрама, россыпное месторождение олова, геохимические аномалии олова, золота, серебра. Кроме небольшого гранитоидного штока, по результатам интерпретации геофизических материалов предполагаются не вскрытые

гранитные массивы, проявленные на поверхности процессами сульфидизации. Все вышеописанное позволяет ожидать в рудном поле прогнозные ресурсы олова категории  $P_2$  около 10 тыс. т [Петров и др., 2010ф], категории  $P_3$ : серебра – 50 т, висмута – 10 тыс. т (Протокол НТС ГКГ РС(Я) № 41 от 22.03.2006 г.), а на Дьяхтардахском месторождении с запасами олова категории  $C_1$  в 14 тыс. т и ресурсами категории  $P_1$ , равными 4,1 тыс. т, прирост прогнозных ресурсов предполагается до 22 тыс. т (Республика Саха (Якутия) ГПП, «Ленское», протокол № 11 от 14.06.1999 г.).

На Западно-Дьяхтардахском проявлении площадью 2,7 км<sup>2</sup>, где широко развиты золоторудные минерализованные зоны дробления и штокверковые зоны, принимается среднее содержание золота 0,9 г/т. С учетом удельного веса руды 2,5 и глубины прогнозирования 100 м, прогнозные ресурсы категории  $P_1$  равны 8 т,  $P_2$  – 52 т (Республика Саха (Якутия), ГПП «Ленское», протокол № 11 от 14.06.1999 г.) [Петров и др., 2010ф]. Прогнозируется крупное Западно-Дьяхтардахское месторождение золота с ресурсами 60 т. Рекомендуется проведение оценочных работ.

На проявлении Намысах, где ожидаются прогнозные ресурсы категории  $P_1$ : олова – 3,5 тыс. т, категории  $P_2$ : олова – 40 тыс. т, серебра – 790 т, висмута – 1,57 тыс. т, бериллия – 1,33 тыс. т, индия – 0,886 тыс. т (Справка о прогнозных ресурсах полезных ископаемых Республики Саха (Якутия) по состоянию на 1.01.2006 г. Протокол НТС ГКГ РС(Я) № 41 от 22.03.2006 г.) прогнозируется среднее месторождение. Эрозионный срез штока, с которым связано оруденение, определен как надрудный. Рекомендуется проведение оценочных работ с площадным литохимическим опробованием. В притоках р. Намысах, дренирующих эту площадь, ожидаются мелкие россыпные объекты с ресурсами по категории  $P_3$  – 0,1 тыс. т [Петров и др., 2010ф].

Все золотороссыпные поля в пределах листа R-54 сосредоточены в Селенях-Улахантасской минерагенической зоне (4), выделенные по результатам ГК-200 листа R-54-XXXIII, XXXIV, по большей части из которых проведена оценка прогнозных ресурсов: Калычанское ( $P_1$  – 84,  $P_2$  – 1016,  $P_3$  – 907 кг), Тарынг-Юряхское ( $P_1$  – 140,  $P_2$  – 829,  $P_3$  – 1340 кг), Буоллагское ( $P_2$  – 391,  $P_3$  – 750 кг), Секдекунское ( $P_2$  – 457,5,  $P_3$  – 230 кг), Сычаганское ( $P_2$  – 883,  $P_3$  – 185 кг), Моголохское ( $P_1$  – 233,  $P_2$  – 605,  $P_3$  – 2043 кг), Таландинское ( $P_1$  – 96,  $P_2$  – 2532,  $P_3$  – 600 кг), Хатыннах-Салинское ( $P_1$  – 1548,  $P_2$  – 552 кг).

**Уядино-Ясачненская борато-ртутно-золото-сереброрудная минерагеническая зона (5 Ag, Au, Hg, В/J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>)** находится на юге листа в пределах Уядино-Ясачненской складчатой зоны. Минерагеническая специализация определяется наличием объектов серебро-полиметаллической и золоторудной кварц-сульфидной формаций гидротермально-метасоматического типа, приуроченных к полям развития позднеюрских островодужных вулканитов, практически целиком слагающих площадь минерагенической зоны, прорванных Салтага-Тасским гранитоидным массивом. Предполагается сереброрудное оруденение. Перспективы Уядино-Ясачненской минерагенической зоны с предполагаемым серебро-ртутным оруденением невелики. Оценка ресурсов не проводилась.

**Новосибирская потенциальная нефтегазоносная область (6 Нг, Гз/К-N)** представлена относительно небольшим фрагментом Новосибирско-Чукот-

ской нефтегазоносной потенциальной провинции в северо-западной части листа. Данная территория располагается в пределах эпипозднекремниевой Лаптевоморской платформы, в основании которой лежат структуры Верхояно-Колымо-Чукотской складчатой области мезозойд [ГК R-53 – Нижнеянк, 2020].

Выделение перспективных нефтегазоносных комплексов проведено на основе сейсмических исследований. Считается, что в пределах рассматриваемой территории фундамент Лаптевоморской платформы сложен триасюрскими отложениями Верхояно-Колымо-Чукотской складчатой области мезозойд. Плитная же часть чехла представлена двумя структурно-вещественными комплексами: объединенными сейсмо-комплексами СК-1–СК-4 и нижней частью сейсмокомплекса СК-5. Из них только сейсмокомплексы СК-1–СК-4 могут представлять интерес с точки зрения их предполагаемой нефтегазоносности. Сейсмокомплексы СК-1–СК-4 заполняют палеогеновые грабены, вероятно, сложенные осадочными породами палеоцена–среднего миоцена. Максимальная мощность комплексов СК-1–СК-4 оценивается в 1–2 км (в пределах грабенов). Предполагается, что сейсмокомплексы сложены переслаиванием песчаных, песчано-глинистых и угленосных пластов морского, прибрежно-морского и континентального генезисов. Глинистые толщи, вероятно, могут рассматриваться как возможная региональная покрывка, песчаники – как возможные коллекторы. На суше возрастные аналоги комплексов СК-1–СК-4 являются песчано-глинистые и угленосные палеоген-неогеновые свиты Ильдикиляхского СР. На данном этапе изученности можно предполагать, что перспективы комплекса могут быть связаны как со структурными ловушками углеводородов, так и с неструктурными, литологическими.

Таким образом, в пределах рассматриваемой территории имеют место положительные предпосылки как для нефтегазообразования, так и для возможного формирования комбинаций коллектор/покрывка. Тастахский и Широкостанский грабены наиболее хорошо выражены на гравитационной карте и карте локальной составляющей силы тяжести, вероятно, могут являться наиболее глубокими и, соответственно, наиболее перспективными в отношении нефтегазоносности территории. Глубина залегания складчатого основания в грабенах достигает 2,5 км.

Количественная оценка перспектив нефтегазоносности площади проведена весьма приблизительно, с учетом уточненной количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации, выполненной в 2012 г. [Лоджевская, 2012ф]. Удельная плотность НРС УВ принята аналогично значениям южной части Новосибирской ПНГО на территории листов S-53 и S-54 [ГК S-53,54, 2016] и составляет в пределах грабенов 10–20 тыс. т н.э./км<sup>2</sup>, а в пределах относительно приподнятых блоков – 5–10 тыс. т н.э./км<sup>2</sup>. Для расчетов принимаем плотность НСР УВ 8 тыс. т н.э./км<sup>2</sup>, при площади потенциальной нефтегазоносной области в пределах рассматриваемой территории, равной 12 878 км<sup>2</sup> и коэффициенте надежности прогноза 0,7 (в связи с относительно небольшой мощностью осадочного чехла) прогнозные ресурсы категории D<sub>2</sub> составят 90 млн т н.э.

**Индигово-Зырянская прогнозируемая нефтегазовая область (7 Н,Гз/МЗ, КЗ)** в юго-восточном углу листа представлена своей северной частью,

прогибом, выполненным меловыми, палеоген-неогеновыми и четвертичными отложениями. В целом по Индигиро-Зырянской ПНГО, согласно Государственному докладу о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2013 г., прогнозируется 0,6 трлн м<sup>3</sup> газа и 0,04 млрд т нефти, однако данные перспективы связаны с более южными и восточными частями области.

**Зырянский буроугольный бассейн (8 УБ/К<sub>1</sub>)** бассейн расположен на крайнем юго-востоке листа, в Мятиськой и Абыйской впадинах. В его пределах выделен предшественниками один буроугольный район.

**Индигиро-Селенняхский буроугольный район (8.1 УБ/К<sub>1</sub>)** расположен на крайнем юго-востоке рассматриваемой площади и приурочен к пескам и суглинкам позднепалеоген-неогенового возраста, выполняющих Мятиськую впадину. Буроугольные объекты данного района приурочены к никандьинской свите.

Выявлено два проявления угля: Согласное и Поперечное. По геофизическим данным, выдержанный по мощности пласт бурого угля прослеживается от р. Буор-Юрях до р. Быса на 8 км, что значительно повышает перспективы района.

## ВНЕ БУРОУГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

**Джолон-Сисский буроугольный район (0.1 УБ/К<sub>1</sub>)** на листе представлен фрагментом, большей своей частью находясь на территории листа R-55.

Джолон-Сисский буроугольный район представлен одним проявлением лигнитов, приуроченным к озерно-аллювиальным отложениям тастахской свиты. Продуктивный пласт находится на глубине около 70 м и был подсечен скважиной. Мощность пласта – 6,41 м (проявление III-6-3), он залегает на коре выветривания и перекрыт песками с обильным растительным детритом и лигнитизированной древесиной. Лигниты характеризуются слабым метаморфизмом, малой зольностью, низким содержанием углей и низкой малой теплотворной способностью [Башлавин и др., 1983ф]. Перспективы освоения проявления в настоящее время незначительны.

**Уядинский буроугольный район (0.2 УБ/К<sub>1</sub>)** расположен в южной части листа и сложен породами уядинской и эликчанской свит олигоцен-миоценового возраста. В пределах бассейна известно одно крупное (Эликчанское), три малых (Уядинское, Южное, Правоомчикандинское) месторождения бурого угля.

Бурые угли Уядинского бассейна приурочены к озерно-аллювиальным отложениям эликчанской свиты, выполняющим Уядинскую впадину. Прогнозные ресурсы бурых углей по категории P<sub>3</sub> составляют 2800 млн т.

## СВОДНАЯ ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО ПОТЕНЦИАЛА ТЕРРИТОРИИ

Территория листа перспективна на целый ряд полезных ископаемых, причем промышленный интерес представляют как фланги уже известных объектов, так и принципиально новые, слабоизученные участки.

Для большей части территории характерна проблема инфраструктурно-логистического характера – удаленность от транспортных сухопутных и водных артерий делают добычу даже богатых руд нерентабельной.

**Олово. Олово и вольфрам.** Перспективы оловянной и вольфрамовой минерализации на рассматриваемой территории весьма высокие. Наибольшие перспективы в развитии минерально-сырьевой базы олова и вольфрама на территории листа связаны с оловорудно-турмалин-хлоритовой и оловорудно-кварц-грейзеновой формациями в пределах Чурпуньинского, Укалчиканского, Депутатского, Тасапского и других узлов. Анализ геофизической основы позволяет выделить участки с неглубоким заложением руд, которых предостаточно в центральной, западной и северной частях территории.

Рассматривать перспективы удаленных от Депутатского месторождения объектов на сегодня стоит лишь после переоценки Депутатского узла как на олово, так и на свинцово-цинковые руды с серебром (проявление Юбилейное), концентрации которого находятся в пределах 0,3–1%. Запасы месторождения сегодня составляют 255 тыс. т, и располагается оно в логистически и инфраструктурно благополучной локации.

**Россыпное олово** имеет достаточно высокие перспективы, особенно в пределах Черпунья-Чокурдахской и на севере Полоусненской минерагенических зон, где они могут быть связаны с элементами погребенной гидросети, а также с зонами тектонических уступов, формировавшихся в течение длительного времени.

**Коренное золото.** Перспективы дальнейшего развития и освоения минерально-сырьевой базы золота на территории листа связываются с доразведкой известных месторождений и выявлением новых объектов золоторудной кварц-сульфидной, золото-кварцевой малосульфидной и золоторудной джаспероидной формаций в пределах Хатыннах-Салинского, Тарынг-Юряхского, Калычанского и других узлов, а также выявлением новых объектов в пределах Алтинского и Истахского узлов.

Кроме того, увеличению минерально-сырьевой базы золота может способствовать доизучение вещественного состава руд дяпкычанского и Калычанского узлов, где предшественниками уже были опойскаваны и частично разбурены некоторые золото-ртутные объекты. В пределах Селенняхского хребта представляется крайне важным продолжить работы по выявлению крупных золоторудных объектов типа карлин. Данная территория является одной из немногих, где обозначился спектр признаков крупнотоннажных золоторудных объектов.

Недооцененными оказались рой кислых меловых даек, с которыми в восточной части листа, где уже проведена подготовка ГК-200 второго поколения, связано достаточно богатое золотое оруденение золото-кварц-сульфидной и малосульфидной формаций. Целый ряд авторов предполагает возможную локализацию объектов related golden system (Форт Нокс). Подобные образования могут быть обнаружены к югу, западу и юго-западу от Бакынского массива.

Представляется необходимым поиск коренных источников золота в западной и северной (листы R-54-XIX, XX, XXI, XXII; XXV, XXVI), на наличие

которых указывают многочисленные шлиховые потоки и содержания золота в ряде оловянных, свинцово-цинковых и других объектах.

**Россыпное золото.** В южной части листа в настоящее время ведется активная работа по разведке и добыче россыпного золота, чего нельзя сказать о Полоусной и Туостакской зонах. Во время отработки оловянных и вольфрамовых россыпных и коренных месторождений в 1980–1990-х крайне редко попутно извлекалось золото.

Россыпи золота могут быть обнаружены в водосборе крупных скоплений коренных рудопроявлений (Куранахский, Илин-Эмнекенский и другие массивы). Рекомендуется обратить внимание на восточную часть площади листа, где весьма высокая кучность уже выявленных золоторудных объектов совмещается с благоприятными геоморфологическими условиями: приемлемый для организации производства рельеф (на юге листа он весьма расчлененный), а также повышенная мощность аллювиальных отложений.

**Серебро.** Основные перспективы территории на серебро связаны с серебро-полиметаллической формацией, широко развитой в пределах территории листа. Чаще всего подобные объекты локализуются в краевых частях оловянных рудных. Содержание серебра в свинцово-цинковых рудах достигает 1,4% (Юбилейное проявление). Перспективными на серебро представляются Берендейский узел (медно-порфировая формация), Укалчиканским, Депутатским, Ыганнинским узлами (серебро-полиметаллическая формация).

**Медь** имеет определенный ресурсный потенциал в пределах рассматриваемой территории. Наиболее богатое медное оруденение выявлено на территории Берендейского рудного узла, связанное с порфировым трендом. Подобных объектов, в значительной степени менее изученных, в пределах площади несколько: Булатное рудопроявление (IV-6-2), рудопроявление Аломок (V-3-27). В аспекте комплексной отработки меди с благородными металлами (золото, серебро), данные участки могут представлять промышленный интерес.

Принципиально важным для оценки перспектив площади листа как на медь, так и другие металлические полезные ископаемые, является наличие большого количества приповерхностных слабооткрытых или нескрытых меловых гритных интрузий. Это считается по геофизическим данным, а также по широкому распространению ореолов ороговикования, маркирующих их апикальные части, наиболее благоприятные для локализации полезных компонентов при участии структурно-литологического фактора контроля оруденения.

**Свинец и цинк.** Перспективы наращивания минерально-сырьевой базы свинцовых, цинковых и свинцово-цинковых руд крайне высоки. Многие свинцово-цинковые, зачастую с серебром, объекты отнесены к серебро-полиметаллической березитовой и свинцово-цинковой скарновой формациям в пределах Депутатского, Укалчиканского, Омчикандинского и других узлов и зачастую располагаются на флангах оловянных месторождений.

Представляется необходимым проведение работ по доизучению флангов Депутатского месторождения, как это было обозначено в рекомендациях по олову, по оценке пригодности уже выявленной предшественниками серии полиметаллических объектов для разработки на свинец, цинк и серебро.



**Никель** имеет очень низкий потенциал. Известные пункты минерализации связаны с пироксенитами томмотского и калгынского комплексов.

**Кобальт.** Выявлено два собственно кобальтовых рудопроявления и ряд пунктов минерализации. Перспективы наращивания минерально-сырьевой базы кобальта в пределах исследуемой территории имеются, но не очень высокие. В качестве перспективных на обнаружение кобальтовых объектов, в первую очередь, прогнозируются Истахский и Илин-Эмнекенский рудные узлы.

**Молибден.** Полноценные работы по поиску и изучению молибденовых объектов не проводились. В ряде рудных объектов отмечается как попутный компонент.

**Ртуть.** В пределах листа весьма высоки перспективы наращивания ресурсной базы ртути. Выявлено три коренных месторождения ртути, а также большое число рудопроявлений, сосредоточенных в основном в южной части территории, на площади Гал-Хаинского, Калычанского, Тарынг-Юряхского и других узлов.

Объекты в большинстве случаев весьма детально изучены, особенно в аспекте золотоносности некоторых из них. Потенциал открытия новых, пожалуй, исчерпан, дальнейшие работы предполагают проведение разведочного этапа.

**Висмут.** На рассматриваемой площади известно три собственно висмутовых рудопроявления и ряд пунктов минерализации, а также висмут как попутный компонент известен в ряде крупных и средних оловорудных месторождений. Суммарные ресурсы ( $P_1 + P_2$ ) – 45 тыс. т висмута.

**Бериллий.** Невысокие перспективы ресурсного потенциала бериллия в большей степени связаны с гранитоидами Такалканского массива, где разведано три рудопроявления.

**Редкие земли.** Перспективы изучения и наращивания минерально-сырьевой базы редких земель связаны преимущественно с породами Томмотского массива, где известны одно рудопроявление и ряд пунктов минерализации.

**Платина.** В пределах листа известны лишь четыре пункта минерализации металлов платиновой группы. Соответственно, перспективы ресурсного потенциала сегодня невысоки и связаны преимущественно с ультраосновными породами калгынского комплекса.

**Уран.** Ресурсный потенциал урана на данной территории достаточно низок. Выявлены два рудопроявления и несколько пунктов минерализации, отнесенные к урановой аргиллизитовой рудной формации.

**Литий** может выступать в качестве попутного компонента в оловянных объектах касситерит-силикатно-сульфидной формации. Среди выявленных собственно литиевых объектов известно три пункта минерализации. В целом ресурсный потенциал этого полезного ископаемого нельзя назвать высоким.

**Уголь бурый.** Суммарное авторское значение прогнозных ресурсов бурых углей категорий  $P_1 + P_2 + P_3$  составляет 2800 млн т, подсчитанное по Уяндинскому буроугольному району. По остальным районам подсчет не проводился. Перспективы обнаружения новых объектов и наращивания ресурсного потенциала имеются на всех буроугольных площадях, особенно в слабоизученном Индигиро-Селенняхском буроугольном районе.

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа в гидрогеологическом отношении изучена неравномерно и неполно. В основном сведения о гидрогеологических условиях территории базируются на материалах мерзлотно-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 500 000 северной части Депутатского рудного узла [Хруцкий и др., 1971ф] и съёмки масштаба 1 : 50 000 в районе месторождений олова Чурпунья [Герасимов, 1995ф], Депутатский, Дружба и Тирехтях [Тарский, 1987ф и 1990ф]. В работе также использовались обзоры «Гидрогеология СССР», т. XX [Гидрогеология, 1970] и отчет по составлению гидрогеологической карты Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000 [Сычевская, 2016ф].

Гидрогеологические условия региона сложились под влиянием физико-географического, геологического и прежде всего геокриологического факторов. Климат на большей части территории субарктический, только на самом севере листа (приблизительно соответствует зоне тундры) – арктический. Зима суровая продолжительная (октябрь–апрель), лето в целом прохладное, короткое (июнь–август). Среднегодовая температура воздуха составляет  $-13,6^{\circ}\text{C}$ , среднемесячная температура июля колеблется в пределах  $+12-16^{\circ}\text{C}$ , среднемесячная температура января –  $40-42^{\circ}\text{C}$ . Среднегодовое количество осадков 225–280 мм, из них 150–200 мм приходится на лето.

На северо-западе территории листа расположена акватория Янского залива и Селляхской губы. Рельеф дна выровненный, сглаженный, максимальная глубина составляет 12 м у северо-западной рамки листа. Большую часть года акватория покрыта льдами.

Материковая часть на севере листа принадлежит к обширной Яно-Индибирской низменности. Южнее расположены разноориентированные горные хребты, массивы (с абс. отм. 1000–2000 м) и межгорные впадины (абс. отм. их днища 250–500 м). Юго-восточный угол территории занимает Абыйская низменность – аккумулятивная равнина с аласными котловинами. Средние высоты низменностей 10–25 м. В Яно-Индибирской и Абыйской низменностях, а также в крупных межгорных впадинах широко развиты термокарстовые озера. Пойменные и старичные озера развиты в долинах крупных рек.

Из рек рассматриваемой территории наиболее крупной является р. Уяндина (и ее приток Иргичэн), принадлежащая к бассейну р. Индибирка (расположенной на смежной с востока территории). К бассейну Индибирки относятся также реки Селеннях, Хатыннах и Бёрёлөх. Реки Чондон, Хрома,

Кюель-Юрях, Муксунуоха принадлежат непосредственно к бассейну Северного Ледовитого океана. В горной части все реки характеризуются быстрым течением и многочисленными перекатами, глубина их в среднем на плесах 2–2,5 м, на перекатах не превышает 0,5 м. В пределах низменностей реки имеют широкие заболоченные долины, сильно меандрирующие русла и спокойные течения. Реки характеризуются высоким, неравномерным весенне-летним половодьем, летне-осенними паводками, иногда превышающими половодье.

Специфика климатических условий региона обуславливает глубокое промерзание горных пород, поэтому рассматриваемая территория характеризуется сплошным развитием многолетней мерзлоты, осложненной надмерзлотными водами и изредка прорываемой сквозными таликами, расположенными под руслами рек, глубоких озер и в зонах тектонических нарушений. Сложное и разнообразное строение рельефа оказывает непосредственное влияние на характер распространения многолетнемерзлых пород (ММП). Минимальные мощности ММП (100 м и менее) отмечаются в долинах рек Уяндина, Иргичэн, Чондон, Хрома и их крупных притоков. В пределах предгорий и низкогорного ландшафта с абс. отм. до 500 м мощность ММП увеличивается до 400 м. На севере листа, по данным бурения гидрогеологических скважин на смежной с запада территории, мощность ММП составляет 400–500 м. Максимальная мощность ММП отмечается ближе к водоразделам с абс. отм. около 1000 м, здесь она достигает 650 м и более. Детальные исследования в Уяндинской впадине (по данным ВЭЗ и бурения) показали, что мощность многолетнемерзлых пород составляет 400–450 м на севере и до 200–250 м на юге впадины [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. Под дном моря сплошная мерзлая зона распространена в виде каймы, ширина которой вдоль берегов колеблется от сотен метров до 20 км. Глубина залегания кровли мерзлых пород – от долей метра до 100 м, мощность мерзлой зоны на глубинах моря свыше 2,5–3 м не превышает 30–35 м.

Гидрогеологическое районирование выполнено с учетом структурно-геологических особенностей региона, а также на основе Гидрогеологической карты территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 [Гидрогеологическая карта ... , 2008]. Выделены гидрогеологические структуры трех таксономических уровней. К рангу «провинция» (структуре первого порядка) относится Верхояно-Чукотская сложная мерзлотная гидрогеологическая складчатая область (I), приуроченная к области мезозойской складчатости северо-восточной части России. Как самостоятельная структура в ранге провинции рассматривается Артезианский бассейн Моря Лаптевых (I) [ГК S-53,54, 2016; Неизвестнов, 1976ф]. К структурам второго порядка относятся Яно-Инди-гирский криогенный артезианский бассейн (II-A) [Гидрогеология, 1970; ГК R-(53)-(55), 1992], Колымо-Оломонская мерзлотная гидрогеологическая складчатая область (II-B). Структуры третьего порядка (районы) являются составной частью Колымо-Оломонской гидрогеологической складчатой области и представлены Полоусненским (II-B<sub>1</sub>), Туостахским (II-B<sub>2</sub>), Селенняхским криогенными гидрогеологическими массивами (II-B<sub>3</sub>), Илин-Тасским криогенным вулканогенным бассейном (II-B<sub>4</sub>). В Колымо-Оломонской гидрогеологической складчатой области выделяется ряд малых межгорных криогенных артезианских бассейнов, которые также относятся к гидрогеологическим

структурам третьего порядка: Бакинский (П-Б-а), Иргиченский (П-Б-б), Ыганьинский (П-Б-в), Уядинский (П-Б-г), Оймяконский (П-Б-д), Нонгондинский (П-Б-е), Момо-Селенняхский (П-Б-ж), Эстериктяхский (П-Б-з), Абыйский (П-Б-и), Неннелийский (П-Б-к), Томмотский (П-Б-л).

### Гидрогеологические подразделения

Распространение основных гидрогеологических подразделений (первые от поверхности) в пределах перечисленных структур показаны на Гидрогеологической схеме масштаба 1 : 2 500 000. Сплошное распространение многолетнемерзлых пород значительной мощностью отразилось на общей гидродинамической обстановке, осложнив этим строение гидрогеологического разреза и характер водообмена. В пределах рассматриваемой территории распространены надмерзлотные и подмерзлотные воды (субкриогенные водоносные зоны и комплексы).

Подмерзлотные воды распространены на всей территории района, под слоем многолетнемерзлых пород и представлены: палеоген-неогеновым (Р-N) водоносным комплексом, среднеюрский – верхнемеловым ( $J_2-K_1$ ), верхнеюрским ( $J_3$ ), верхний триас – среднеюрским ( $T_3-J_2$ ), палеозойским (PZ) субкриогенными водоносными зонами\*, а также субкриогенной водоносной и относительно водоносной зоной трещиноватости в интрузивных и метаморфических породах разных состава и возраста.

Перечисленные выше субкриогенные водоносные комплексы и зоны повсеместно перекрывает *плиоцен-четвертичный водоносный комплекс* (на схеме не показан). Водоносный комплекс развит во всех гидрогеологических структурах и связан с поровыми и пластово-поровыми надмерзлотными водами сезонно-талого слоя (СТС), сквозных и несквозных подрусловых и подозерных таликов. Породы плиоцен-четвертичного возраста представлены в основном элювиально-делювиальными, аллювиальными образованиями, сложенными суглинками, супесями и песками, реже щебнем и более грубозернистым материалом общей мощностью до первых десятков метров и более.

Водоносные горизонты склоновых образований связаны в основном с водами сезонно-талого слоя мощностью от 0,2 до 1,5 м, реже 2 м. Воды СТС образуются в безморозный период за счет атмосферных осадков, конденсации пара у поверхности многолетнемерзлых пород и постепенного оттаивания деятельного слоя. Водоупором служат многолетнемерзлые породы, а мощность водоносного горизонта контролируется глубиной сезонного оттаивания. Воды поровые, пластово-поровые пресные и ультрапресные, безнапорные. Дебиты источников носят импульсивный характер, колеблясь от 0,05 до 1,5 л/с, и определяются активностью оттайки деятельного слоя. Коэффициент фильтрации в зависимости от гранулометрического состава пород

---

\* В большинстве специализированных гидрогеологических работ в пределах рассматриваемой территории [Хруцкий и др., 1971ф; Герасимов, 1995ф; Тарский, 1987ф и 1990ф; Сычевская, 2016ф] подмерзлотные мезозойские и палеозойские подразделения выделены в качестве водоносных комплексов. Однако, поскольку мезозойские и палеозойские подразделения характеризуются скоплениями подземных вод трещинного и трещинно-жильного типов, их рассматривают как водоносные зоны.

варьирует в широких пределах. По химическому составу воды СТС являются ультрапресными и пресными гидрокарбонатными и хлоридно-гидрокарбонатными со смешанным, непостоянным катионным составом. В связи с кратковременностью существования, незначительной мощностью, воды СТС практического значения не имеют.

Водоносность аллювиальных, озерно-аллювиальных отложений связана с сквозными и несквозными подрусловыми и подозерными таликами. Воды несквозных и сквозных подрусловых таликов установлены в водопроницаемых четвертичных и более древних аллювиальных отложениях, а также в верхней трещиноватой и относительно промытой части подстилающих коренных пород. Водоупором в большинстве случаев служат многолетнемерзлые породы, реже глинистые породы. Мощность таликовых зон в зависимости от величины водотока изменяется от 1–2 до 10–60 м. Воды поровые, пластово-поровые, пресные и ультрапресные, нейтральные и умеренно-нейтральные. Они преимущественно гидрокарбонатные и хлоридно-карбонатные магниево-кальциевые с минерализацией 0,2–0,5 г/дм<sup>3</sup>, слабокислые (рН 6,2–6,9), редко нейтральные (рН 7), очень мягкие.

Летом воды в таликах имеют типично грунтовый характер. Зимой, вследствие промерзания, потоки аллювиальных вод разобщаются на систему бессточных изолированных ванн длиной от 100 до 2000 м, приобретают криогенный напор и, прорываясь на поверхность в нижней части таликовой зоны, образуют малые и средние наледы (бассейны рек Тарынг-Юрях, Тирехтях, Моголох, Хатыннах-Сала и др.).

Подозерные талики расположены под озерами глубиной свыше 1,5 м. Вследствие мелкодисперсного характера отложений талики обладают малой водоотдачей, коэффициенты фильтрации – первые метры в сутки. Химический состав гидрокарбонатно-хлоридный кальциево-натриевый, минерализация – 0,2–0,8 г/дм<sup>3</sup>. Области питания совпадают с областями распространения. Обладая застойным режимом, воды подозерных таликов подвержены органическому загрязнению.

Воды таликов обладают малой водоотдачей, тем не менее, они используются для временного местного водоснабжения небольших поселков и горнорудных предприятий. Так, основным источником водоснабжения пос. Депутатский сейчас является искусственно созданное водохранилище на руч. Поисковый (ручей перекрыт дамбой). Дополнительным (резервным) источником водоснабжения является оз. Иргичэн. На оловорудном месторождении Одинокое были использованы воды подрусловых таликов р. Тулаях.

**Палеоген-неогеновый водоносный комплекс (Р-N)** распространен только в наиболее прогнутых участках складчатого основания в *артезианском бассейне моря Лаптевых* и в *Яно-Индигирском криогенном артезианском бассейне* (мощность кайнозойских отложений, по данным сейсморазведки МОГТ, в пределах листа достигает 4,1 км [Сулова, 1994ф]). В пределах относительно небольших кайнозойских впадин глубиной до 300 м, таких как Бакынская, Иргиченская, Ыганьинская, Уяндинская и др. палеоген-неогеновый комплекс заморожен на всю мощность и является водоупором.

Палеоген-неогеновый водоносный комплекс по отношению к криолитозоне в пределах листа является субкриогенным. Однако за пределами

рассматриваемой территории, где мощность многолетнемерзлых пород постепенно уменьшается, данный комплекс рассматривается как собственно водоносный [ГК S-53,54, 2016]. Подземные воды рассматриваемого комплекса, как правило, распространены в случае, если их мощность превышает мощность мерзлой зоны или имеются сквозные талики. Комплекс представлен песками, глинами, алевритами, песчаниками с прослоями угля. Тип фильтрации подземных вод – поровый, порово-пластовый и трещинно-пластовый в терригенных рыхлых и слабосцементированных породах.

Скважинами на смежной с севера территории (в проливе Дмитрия Лаптева) в Яно-Индигирском криоартезианском бассейне водоносный комплекс частично вскрыт в интервале глубин минус 20–130 м ниже уровня моря. Опробован лишь самый верхний водоносный пласт в интервалах глубин от –43,2 до –53,2 м. Мощность водоносного пласта – 5,0–7,2 м. Верхний водопупор сложен плиоцен-четвертичными суглинками и супесями, нижний – олигоцен-миоценовыми глинами и алевритами. Водоносный пласт сложен гравелистыми песками с линзами гравийно-галечных отложений, замещающихся по простирацию песками. Воды напорные, почти пресные гидрокарбонатно-хлоридные магниево-натриевые с минерализацией 1,1 г/дм<sup>3</sup> [Неизвестнов, 1976ф; ГК S-53,54, 2016].

А на смежной с востока территории в Яно-Индигирском криоартезианском бассейне в районе пос. Нижнеянск скважиной в интервалах 40–41 м (мощность водоносного слоя 1 м), 72–73 м (мощность водоносного слоя 1,0 м) вскрыты линзы межмерзлотных вод реликтовых замкнутых таликов [ГК R-53, 2020].

**Меловая субкриогенная водоносная зона (К)** локально распространена в *Колымо-Омолонской гидрогеологической складчатой области* практически во всех районах. Водовмещающие породы представлены слабо дислоцированными вулканогенными отложениями – андезитами, базальтами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Тип фильтрации подземных вод – трещинно-жильный в туфогенно-эффузивных образованиях. Водоносность комплекса не изучена.

**Среднеюрско-верхнемеловая субкриогенная водоносная зона (J<sub>2</sub>-K<sub>1</sub>)** развита в пределах *Полоусненского криогенного гидрогеологического массива*, соответствующего Полоусненской складчато-надвиговой зоне в северной своей части перекрытой толщей кайнозойских отложений. Для описываемой водоносной зоны характерны трещинные, пластово-трещинные и трещинно-жильные воды. Эти воды приурочены к трещиноватым зонам тектонического происхождения, осложненные последующей криогенной дезинтеграцией пород [Хруцкий и др., 1971ф]. Воды комплекса залегают непосредственно под нижней границей ММП или на глубине 20–30 м и ниже.

Водоносный комплекс юрско-меловых отложений изучен скважинами в окрестностях пос. Депутатский (скважины 4, 5, 6, 7, 10 и группа скважин № 8, расположенная непосредственно в поселке), пос. Тенкели (скв. 2), село Сайылык (скважины 11, 13, 14).

В окрестностях пос. Депутатский дебиты скважин изменялись от 0,11 до 3,23 л/с, понижения уровня – от 19,2 до 138 м, удельные дебиты – от 0,001 до 0,15 л/с. Во многих скважинах отмечался самоизлив. Воды напорные, высота

напора – от 196 до 361,8 м. Коэффициент фильтрации трещиноватых песчаников составляет 0,38–0,56 м/сут, песчано-глинистых пород – 0,03 м/сут. По анионному составу воды хлоридно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатные, по катионному – натриевые, кальциево-натриевые с минерализацией от 0,3 до 0,9 г/дм<sup>3</sup>, слабощелочные (рН 7,4–8,8) с повышенным (от 1 до 7,2 мг/дм<sup>3</sup>) содержанием фтора.

В рудных зонах воды комплекса сульфатно-хлоридные и хлоридно-сульфатные кальциевые или натриевые с минерализацией до 5 г/дм<sup>3</sup> [Тарский, 1987ф].

В районе пос. Тенкели (скв. 2), селе Сайылык (скважины 11, 12, 13) удельные дебиты составляли 0,009–0,05 л/с. Коэффициент водопроницаемости изменялся от 0,7 (скв. 12) до 6,5 м<sup>2</sup>/сут (скв. 13). Подземные воды гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые, гидрокарбонатные натриевые, гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией от 0,11 до 1,4 г/дм<sup>3</sup>, в скв. 13 – 6,27 г/дм<sup>3</sup>.

В пределах опущенной части Полоусненской складчато-надвиговой зоны, по данным предшественников [Хруцкий и др., 1971ф], предполагается несколько иная картина. Здесь по зонам крупных тектонических нарушений, соответствующих на своих отдельных участках долинам рек Тенкели, Нучча, возможно, Хромы в ее верхнем течении, сформировались сквозные талики, по которым осуществляется инфильтрация подземных вод надмерзлотного типа в более глубокие подмерзлотные водоносные зоны.

Воды Полоусненского массива в целом не пригодны для питьевого водоснабжения. В 1986–1987 гг. они использовались аэропортом Депутатский (пос. Депутатский) для технических целей. Средний объем потребления составлял до 40 м<sup>3</sup>/сут [Тарский, 1987ф].

**Верхнеюрская субкриогенная водоносная зона (J<sub>3</sub>)** распространена в Илин-Тасском бассейне и в основании Яно-Индибирского криоартезианского бассейна. *Илин-Тасский криогенный вулканогенный бассейн* расположен на самом юге рассматриваемой территории и литологически представлен вулканитами кислого (догдинская свита) и основного (мукдуканская и эмтанджинская свиты) состава с небольшой примесью терригенных пород. В границах рассматриваемого листа не изучен. Предполагаются подмерзлотные воды трещинного типа [ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]. По данным смежного с юга листа, состав воды в области развития вулканогенно-осадочных отложений магниево-кальциевый, натриево-кальциевый с минерализацией не выше 0,15 г/дм<sup>3</sup> [ГК Q-54, в издании].

На севере территории в основании *Яно-Индибирского криогенного артезианского бассейна* субкриогенная водоносная зона вулканогенно-терригенных отложений верхней юры выходит на дочетвертичную поверхность на весьма ограниченных участках, на небольших возвышенностях в одноименной низменности. Она представлена кислыми (чурпуньинская толща) и основными (святоносская свита) вулканитами, а также песчаниками, алевролитами (низы сятоносской и уларской свит). Воды пластово-трещинной и трещинно-жильного типов. Подземные воды комплекса вскрыты скв. 1 в районе оловянного месторождения Чурпунья. Дебит скважины – 0,01 л/с, глубина залегания подмерзлотных вод – 425–501 м, воды напорные. По анионному

составу воды гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые умеренно-солончатые с минерализацией 7,6 г/дм<sup>3</sup>, рН – 7,7, очень жесткие [Герасимов А. Е., 1995ф].

**Верхнетриасово-среднеюрская субкриогенная водоносная зона (Т<sub>3</sub>-J<sub>2</sub>)** развита в пределах *Туостяхского криогенного гидрогеологического массива*. Породы, слагающие район, представлены терригенной сильнодислоцированной песчано-аргиллитовой толщей верхнего триаса и средней юры. Подмерзлотные воды вскрыты скв. 9 в долине р. Баки на глубине 376,8 м в юрских отложениях на контакте с многолетнемерзлыми породами и приурочены к узкой трещиноватой зоне крутопадающих песчаников. Воды пластово-трещинно-жильные обладают большим напором (382 м), самоизливающиеся. Пьезометрический уровень установлен на 5,3 м выше устья скважины. Дебит самоизлива составляет 0,018–0,2 л/с, удельный дебит – 0,004 л/с. Воды гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,6 г/дм<sup>3</sup>. Из скважины выделяется газ с дебитом от 0,002–0,003 до 0,02 л/с, по химическому составу – атмосферного происхождения (аргон-азотный коэффициент 0,0119) [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015].

**Палеозойская субкриогенная водоносная зона (PZ)** распространена в *Селенняхском криогенном гидрогеологическом массиве*. Водовмещающие породы – доломиты, известняки, глинистые сланцы – интенсивно дислоцированы, трещиноваты и раскарстованы по многочисленным тектоническим нарушениям. Воды по отношению к многолетнемерзлым породам относятся к подмерзлотным контактирующим водам или к водам сквозных инфильтрационных и напорно-фильтрационных таликов. Воды пластово-трещинные, пластово-трещинно-карстовые и карстово-трещинно-жильные. Скважинами не вскрывались.

Интенсивная блоковая тектоника, наложенная на легко карстующиеся карбонатные породы, и неотектоника предопределяют благоприятные условия питания подземных вод, которое осуществляется по сквозным подрусовым таликам, обычно приуроченным к раскарстованным зонам тектонических нарушений. Наличие большого количества сквозных таликов способствует интенсивному характеру водообмена и значительным (до 15–25 км/год) скоростям движения подземных вод [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

Разгрузка вод в горной части осуществляется по высокообводненным зонам разломов через инфильтрационные и напорно-фильтрационные талики. В результате разгрузки высоконапорных вод палеозойской зоны образуются восходящие источники с дебитом от 35 до 450 л/с и создаваемые ими наледи (долины рек Тирехтях, Сакиндя, Инач и др.) [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV 2020; Схема комплексного использования ... , 2012]. Воды в них гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-натриевые с минерализацией до 0,3 г/дм<sup>3</sup>. Иногда родники сопровождаются газовыделениями атмосферного происхождения.

Подземные воды палеозойской субкриогенной водоносной зоны являются перспективными для постоянного использования в целях водоснабжения.

Субкриогенная водоносная и относительно водоносная зона трещиноватости в интрузивных и метаморфических (сильно метаморфизованных) породах



разного состава и возраста широко распространена в Колымо-Омолонской гидрогеологической складчатой области. Субкриогенная зона приурочена преимущественно к водораздельным трещиноватым, глубоко промороженным частям горных массивов (представлены раннемеловыми гранитоидами, габбро и пироксенитами перми, гнейсами и сланцами девона–карбона). Гидрогеологические особенности зоны не изучены. Ниже распространения ММП, вероятно, можно ожидать незначительные локальные источники подмерзлотных вод в зоне региональной трещиноватости (трещинные воды) или в зонах тектонических нарушений (трещинно-жильные воды). На сопредельных территориях они в основном пресные и ультрапресные гидрокарбонатные кальциевые или натриево-кальциевые с минерализацией до 0,1 г/дм<sup>3</sup>. Питание этих вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, а разгрузка происходит по склонам массивов. Данные воды в качестве источника водоснабжения не перспективны [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020].

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Для оценки эколого-геологической обстановки территории использовались литературные источники и небольшой объем материалов предшественников, так как специализированные экологические исследования в пределах рассматриваемой площади не проводились.

Особенности экологии площади листа R-54 определяются ее расположением на севере Якутии, за Полярным кругом, и характером местности.

В пределах рассматриваемой территории выделяются области денудации, транспортировки и аккумуляции.

Области денудации выделены в зоне развития средне- и низкогорного рельефа. Области сложены терригенно-карбонатными палеозойскими породами и терригенными мезозойскими, а также магматическими породами мезозоя.

Области транспортировки представлены современными водотоками, руслами и поймами рек, а также пляжевыми и приливно-отливными побережьями моря Лаптевых.

Направление сноса материала из областей денудации определяется положением водоразделов. Основными водоразделами являются Полоусный кряж и хребты Кюн-Тас, Немкучэнский, Селенняхский и Томмотский горные массивы.

Области аккумуляции приурочены к равнинным ландшафтам, сложенным аллювиальными, озерно-аллювиальными, ледниковыми и морскими отложениями, которые представлены песками, глинами, суглинками, лессовидными супесями, галечниками.

Для рек характерны периодические значительные увеличения годового стока, в первую очередь, по причине интенсивного таяния многолетней мерзлоты.

### Ландшафтные условия территории

Ландшафтные подразделения (области) территории листа охарактеризованы в условных обозначениях к эколого-геологической схеме.

Рассматриваемая территория находится в области субарктических горных и равнинных ландшафтов, среди которых выделяются следующие типы широко-зональных и высотно-поясных.

*Типичные тундры* развиты на севере территории севернее широты 71°, они охватывают бассейны рек Муксунуоха, Кюель-Юрях, Урюнг-Улах, Сюрюктях, Сылах, нижних течений рек Хрома и Чондон, острова и побере-

жье Янского залива моря Лаптевых и Селляхской губы. Растительность представлена мхами, лишайниками, сосудистыми растениями: маками, лапчатками, мытниками, кисличником, кустарничками и низкорослыми кустарниками. Почвы тундровые, обычно оглеенные. Грунты в пределах всей рассматриваемой территории многолетнемерзлые. Наличие многолетней мерзлоты определяет главную особенность тундровых почв, выражающуюся в многократном перемещении почвенной толщи под действием вспучивания грунтов, что приводит к неопределенности почвенных горизонтов.

*Лесотундра* представляет собой лиственничные редколесья, чередующиеся с типичной тундрой и заболоченными водоразделами. Наземный покров лесотундры представлен ягелем и кустарничками (брусника, водяника, дриада, альпийская толокнянка). Участки редколесья состоят из лиственницы даурской и березы тощей. Деревья низкорослые, часто пригнуты к земле. Почвы переходные от тундровых к таежным: торфяно-глеевые, торфяно-болотные, под редколесьями глеево-подзолистые.

*Зона северо-таежного редколесья* представлена редкостойными лесами из даурской лиственницы с примесью березы. В наземном покрове северо-таежного редколесья присутствуют лишайники, ягель, багульник. По берегам рек можно встретить рябину сибирскую, козению, шиповник иглистый, смородину малоцветковую. Почвы мерзлотно-перегонно-глеевые.

Горную часть территории занимают *высотно-поясные ландшафты*, характеризующиеся вертикальной зональностью. В нижней части склонов хребтов распространена древесная растительность с преобладанием даурской лиственницы. Выше абс. отм. 500–600 м на юге и выше 300 м на севере располагаются заросли подгольцовых кустарников: стланика, ольховника, березы. Выше 1000 м на юге и выше 600 м на севере кустарники сменяются горными тундрами с клайтонией арктической, дриадой точечной и другими тундровыми растениями.

Берега горных рек и ручьев зарастают кустарниками ивы сизой (растет на северных склонах), а также других видов ивы (шерстистой, аляскинской, копьевидной) и ольховника. Почвы мерзлотно-таежные палевые и глеево-мерзлотно-таежные.

### **Основные природные опасности экзогенного характера**

Основные природные геологические опасности экзогенного характера на территории листа R-54 обусловлены:

- физико-геологическими факторами,
- распространением многолетней мерзлоты,
- деятельностью поверхностных и подземных вод.

К физико-геологическим факторам в данном районе относятся гравитационные и солифлюкционные процессы, с которыми связано преобразование склонов.

*Гравитационные процессы* развиты в области денудации в пределах расчлененного среднегорного рельефа на магматических породах, характеризующегося склонами крутыми и средней крутизны с прямым или вогнутым профилем, обрывами, отдельными скальными останцами высотой в десятки

метров. На опасных (15–30°) склонах часто происходят обвалы и оползни. В зимнее время здесь возможны отрывы снежных карнизов и сход лавин.

На карбонатных и терригенных породах рельеф имеет сглаженные слабо-выпуклые вершинные поверхности со склонами средней крутизны с развитыми у их подножий незакрепленными коллювиально-делювиальными крупноглыбовыми осыпями. На склонах относительно опасных (менее 15°) имеет место перемещение осыпей и сползание делювиальных масс в результате летнего оттаивания грунтов или после обильных дождей. Долины горных рек и ручьев глубоко врезанные с V-образным поперечным профилем и крутыми осыпными или каньонообразными склонами. Глубина эрозионного вреза достигает сотен метров.

*Солифлюкционные процессы* наблюдаются в пределах низкогорного рельефа. В результате солифлюкции происходит нарушение почвенно-растительного покрова, приводящее к сокращению площадей пастбищ и разрушению временных дорог, существующих у основания склонов. Активность процессов определяется степенью обводненности пород и крутизной склонов, а также глубиной сезонной протайки.

*Абразионные процессы* характерны для берегов Селляхской губы на мысах Туруктах и Муостах. Активизация абразионных процессов обусловлена изменением ветро-волно-энергетического режима и повышением уровня моря, что является следствием глобального потепления климата. Термоабразия приводит к изменению береговой линии, отступанию берегов. Абразионные и сопутствующие им обвально-оползневые процессы существенно ограничивают возможности хозяйственного освоения прибрежных территорий.

Повсеместное распространение многолетнемерзлых пород, мощность которых в равнинной части составляет 300–350 м, в горной области более 500 м, создает *криогенную обстановку*. В связи с этим одним из факторов геоэкологической опасности является термокарст. Распространение его определяется особенностями ландшафта. Наиболее интенсивны явления термокарста в Селенняхской впадине на юго-западе листа и в долине р. Хрома на северо-востоке, где имеются термокарстовые котловины (озера) различных форм и размеров. Термокарстовые озера вытягиваются в цепочки и соединяются, способствуя возникновению весеннего сквозного течения. Степень распространения термокарста возрастает в результате глобального потепления климата и за счет активной деятельности человека, например, при использовании гусеничного транспорта.

Глобальное потепление климата характеризуется главным образом негативными последствиями. Среди негативных последствий повышение температуры мерзлых грунтов, что в сочетании с техногенной нагрузкой, способствует оттаиванию многолетнемерзлых грунтов. Влияние летних осадков на криолитозону выражено слабо. Позитивные последствия сводятся к возможному улучшению ледовой обстановки на трассе Северного морского пути.

Максимальная чувствительность мерзлых пород к изменению климата обычно наиболее характерна для зоны тундры, где в грунтах широко развиты ледяные жилы и прослойки, которые придают мерзлой толще полигонально-решетчатую текстуру. При протаивании ледяных жил образуются байджарахи – бугры мерзлого льдистого грунта на склонах ложбин. Выпучивание

верхнего пласта грунта замерзающим льдом ведет к образованию гидролакколитов (булгунняхов), которые представляют собой положительные формы рельефа разных форм и размеров. Булгунняхы широко распространены на Яно-Индибирской и Абыйской низменностях. В горной части территории многолетняя мерзлота распределена неравномерно, в долинах рек ее прерывают водоносные талики.

Деградация вечной мерзлоты может привести к деформации или даже разрушению транспортных путей, строений и других объектов инфраструктуры. Наиболее опасно протаивание многолетней мерзлоты для транспортных магистралей. Постоянно увеличивающаяся тепловая нагрузка от техногенных процессов способствует росту экологических и экономических потерь от опасных геокриологических явлений в пределах населенных пунктов и вблизи них. В то же время наличие мощных многолетнемерзлых пород является надежным защитным экраном для подземных вод. Кроме того, мерзлота смягчает последствия сейсмической деятельности.

Основными природными опасностями, связанными с деятельностью поверхностных вод, являются наводнения, обусловленные в основном весенним половодьем с образованием заторов и летне-осенними дождевыми паводками [Госдоклад, 2017].

### **Основные природные опасности эндогенного характера**

Главной эндогенной геологической опасностью для территории листа R-54 является ее сейсмичность. Наиболее сейсмически опасной является юго-западная горная часть территории с системой хребтов, составляющих хр. Черского, где зафиксировано несколько очагов землетрясений. Самым мощным является Иргичанское землетрясение, произошедшее в марте 1962 г. Эпицентр приурочен к Иргичанской кайнозойской впадине, заключенной между Иргичанским и Селенняхским хребтами. Сила землетрясения в пос. Депутатский (75 км к юго-востоку) достигала 6 баллов [Тектоника, геодинамика ... , 2001]. Сейсмоактивность связывается с новейшими тектоническими движениями. В сейсмоактивном районе, характеризующемся сейсмической интенсивностью 6 баллов и более, располагается населенный пункт Депутатский [Комплект карт ... , 1999].

### **Эколого-геохимическая обстановка суши**

Эколого-геохимическая обстановка рассматриваемой территории характеризуется практически только природными геохимическими факторами, что определяется малой освоенностью территории.

Кислые, бедные щелочами, с ничтожными запасами питательных веществ тундровые почвы характеризуются малым содержанием гумуса, что определяется незначительным количеством растительного материала, поступающего в почву при крайне медленных темпах его гумификации и минерализации. В итоге растительные остатки образуют на поверхности предельно тонкий торфянистый слой. Для горной части площади характерны примитивные каменистые, слабобдистые (5–10%) почвы с разреженной мохово-лишайниковой растительностью в приводораздельных частях и кустарниковой на

склонах. Скальный и грубообломочный состав субстрата, интенсивное морозное выветривание, быстрая фильтрация вод сезонно-талого слоя и атмосферных осадков в условиях крутых склонов определяют высокую степень геохимической устойчивости ландшафта. Среди загрязняющих веществ установлены преимущественно химические элементы-токсиканты, связанные с разрушением осадочных и интрузивных пород и руд коренных месторождений. В группу элементов-токсикантов входят: ртуть – элемент первого класса опасности; бор, висмут, кобальт, литий, молибден, мышьяк, свинец, сурьма – элементы второго класса опасности; ванадий, медь, никель, фосфор, хром, цинк – элементы третьего класса опасности. Содержание элементов-токсикантов в почвах на большей части территории находится в пределах величин стандартных отклонений от фоновых. В донных осадках содержание повышенных концентраций элементов-токсикантов составляет 0,2%. Все аномальные значения относятся к разряду природных [ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020; ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании; ГК R-54-XXIX, XXX, в издании; Пышко, 2002ф].

Комплексное загрязнение (Cu, Pb, Zn, As, Co, W) охватывает верховья рек Нонгондя и Хачымар в пределах рудных узлов. ПДК и ОДК здесь превышены по элементам: медь, свинец, цинк в 2–3 раза, мышьяк, кобальт – в 20 раз [ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании].

В пределах рудного поля Депутатского месторождения для ландшафта характерны линейно- и дугообразно трассирующиеся депрессии, развитые по рудным телам и минеральным зонам дробления, в которых сформировались щебнисто-суглинистые почвы с примесью гидроокислов железа. В оловоносных зонах Депутатского месторождения и почвах, развивающихся по ним, концентрации элементов-токсикантов достигают: мышьяк до 0,6–1,6%; медь до 0,33%; свинец и цинк до 0,25–0,31%, пятиокись фосфора до 0,57%, окись бора до 0,6–1,67%, висмут до 0,01%. Площадь рудного поля Депутатского месторождения является экологически неравновесной, но распространение элементов-токсикантов не связано с технологией отработки Депутатского месторождения, а обязано вещественному составу его оловорудных тел. Основным источником поступления химических элементов в ненарушенные антропогенным воздействием почвы автономных ландшафтов служат коренные породы и продукты их разрушения – почвообразующая порода [Пышко, 2002ф].

Рассматриваемая территория характеризуется редкими поселениями. Население сосредоточено в поселках, расположенных по берегам рек Селенных, Уяндина, Чондон и на берегу Селенняхской губы. Пос. Депутатский расположен на месторождении. Численность населения на 2013 год: Депутатский – 2894 чел., Сайбылык – 675 чел., Тумат – 498 чел., Уянди – 142 чел., Юоагир – 120 чел., Сяганнах – 383 чел. Численность населения поселков сокращается ежегодно. Население поселков занято в основном в сфере обслуживания (ЖКХ, школы, больницы и т. д.). В национальных наслегах численность населения в среднем стабильна. Традиционным занятием местных жителей является оленеводство, звероводство, рыболовный и пушной промысел, заготовка кормов [Инвестиционный ... , 2015].

Нарушение природных экосистем происходит по нескольким направлениям.

Около немногочисленных населенных пунктов накапливается бытовой мусор. В пос. Депутатский имеется одна свалка общей площадью 2,5 га, за 2013 г. на свалку было принято 5200 т отходов. Также объектом размещения промышленных отходов является хвостохранилище ликвидированного Депутатского ГОКа площадью 34 га, в котором накоплено 1800 тыс. т отходов [Доклад ... , 2013]. Происходит заражение почвы нефтепродуктами от складов ГСМ и электростанций. Гусеничный транспорт повреждает и уничтожает почвенно-растительный покров, в результате чего происходит оттаивание мерзлоты и заболачивание. Техногенное воздействие на геологическую среду рассматриваемой территории вне населенных пунктов незначительно и характеризуется ее малонаселенностью, неразвитостью транспортной сети и малым количеством эксплуатируемых месторождений полезных ископаемых.

Разработка россыпей открытым способом разрушает и уничтожает почвенно-растительный покров, при размыве отвалов способствует загрязнению поверхностных вод. Антропогенная нагрузка весьма значительна в пределах рудного поля Депутатского месторождения. В его центральной части природный облик ландшафтов нарушен в процессе проведения геологоразведочных работ, отработки долинных и склоновых россыпей, карьерной выемки руд, промышленного и гражданского строительства. Отдельные участки долин водотоков являются площадями с полностью уничтоженным почвенно-растительным слоем и элементами природного рельефа. пойменно-русовая часть загромождена отвалами торфов и промприборов, а равновесное состояние склонов нарушено карьерами, бульдозерными подрезками подножий, насыпями автодорог и стройплощадок. Подобные нарушения имеют место на законсервированном месторождении в районе брошенного пос. Тенкели и на месторождении Чурпунья, где добыча руды производилась открытым способом из карьера протяженностью более 200 м, глубиной до 32 м, шириной по поверхности 55 м. Техногенный ландшафт присутствует также в бассейнах рек Сакиндя, Тарынг-Юрях, Томмот. Рекультивация техногенных ландшафтов, как правило, проводится поверхностно, в незначительных объемах либо не проводится совсем. Все это отрицательно сказывается на природной среде, которая в условиях арктического климата и мерзлых грунтов самовосстанавливается крайне медленно.

Бесконтрольное использование гусеничного транспорта (бессистемные передвижения вне освоенных транспортных маршрутов) сопровождается уничтожением почвенного покрова, нарушением мерзлотного режима, заболачиванием, активизацией эрозионных процессов, оврагообразованием.

Реки и водоемы на территории листа в незначительной степени загрязнены химическими веществами. Природное качество вод рек, впадающих в Селляхскую и губу моря Лаптевых может быть охарактеризовано на уровне 3-го класса при мезотрофном трофическом статусе [Схема ... , 2012]. Загрязнения вод водоемов выявлены вокруг месторождения Депутатский. В воде со сброса с чаши хвостохранилища Депутатской ЦОФ установлены (условное сравнение с ПДКр/х) содержания аммоний-иона до 4,4–7,2, сульфатов до 4,5–7,7 железа до 140–570, цинка 670–1560 и меди до 260–1210 ПДК.

Загрязнена вода ручьев. Сухой остаток в воде в разные времена года составляет от 59 до 400 мг/дм<sup>3</sup>, Превышение над установленными нормативами ПДК составляет: сульфатов до 3,7 раза, железа до 37 раз, меди до 960 раз, цинка до 840 раз. Загрязнена вода р. Иргичэн стоками с хвостохранилища ЦОФ и поверхностным смывом горных отработок прошлых лет. В воде р. Иргичэн ниже впадения загрязненных ручьев содержатся в превышающих норматив концентрациях: железо до 13,7, медь до 31, цинк до 104 ПДК. Хвостохранилище выведено из эксплуатации, в связи с чем появляется риск повышенного загрязнения водных объектов токсичными веществами [Госдоклад ... , 2017].

### **Эколого-геохимическая обстановка акватории**

В осадках моря Лаптевых низки содержания растворенных тяжелых металлов. В поверхностном слое осадков (0–5 см) содержание цинка не превышает 130 мкг/г, в осадках шельфа – 117 мкг/г. Также низки в осадках шельфа содержания (мкг/г): кадмия  $0,05 \pm 0,02$ , меди  $18 \pm 3$ , никеля  $32 \pm 3$ , свинца  $19 \pm 3$  [Геоэкология ... , 2001]. Концентрации металлов, как правило, такие же, как в открытых водах Арктического океана, что указывает на незначительное антропогенное воздействие на воды и осадки моря Лаптевых.

Систематизированные данные о проведении постоянных наблюдений за качеством воды объектов бассейна моря Лаптевых от границы бассейна р. Лена на западе до границы бассейна р. Индигирка на востоке отсутствуют.

Качество вод дельтового участка течения р. Яна (у западной рамки листа) соответствует 3-му классу («удовлетворительной чистоты») с тяготением к 4-му классу («грязная»), то есть в сторону увеличения трофности вод до эвтрофного уровня [Схема ... , 2014].

Прибрежные воды Янского залива моря Лаптевых в зоне влияния стока р. Яна могут быть загрязнены хлоридными ионами и фенолами, менее значительно органическими веществами и соединениями меди, железа, цинка [Доклад ... , 2013]. Загрязнения фенолами объясняются большим количеством затонувшей древесины.

### **Оценка эколого-геологической обстановки**

В соответствии со степенью проявления перечисленных природных опасностей и факторов, оказывающих воздействие на среду, выделяются области с удовлетворительной, напряженной и кризисной эколого-геологической обстановкой.

*Удовлетворительной* экологической обстановкой характеризуются низменные площади. Эти территории испытывают погружение. Здесь широко развиты льдистые толщи, способствующие развитию термокарста. Наряду с заболачиванием, этот процесс является негативным экологическим фактором.

На севере Яно-Индигирской низменности создан Государственный природный заказник регионального значения «Янские мамонты», который входит в систему резервирования для последующих поколений нетронутых земель – «Ытык Кэрэ Сирдэр», и ресурсный резерват местного значения Кыталык. Основной задачей заказника «Янские мамонты» является сохранение,



изучение и охрана мест, содержащих уникальные палеонтологические остатки мамонтовой фауны [Доклад ... , 2013].

Горные ландшафты характеризуются *напряженной* обстановкой. Она связана с суровыми природными условиями горной области: регулярным проявлением разных по интенсивности гравитационных и солифлюкционных процессов, которые наиболее интенсивно проявляются в пределах хребтов.

На юге площади листа созданы особо охраняемые природные территории (ООПТ) – ресурсные резерваты «Ыгыанья», «Ольдьо» и «Томмот» республиканского значения для сохранения флоры и фауны. Важнейшей задачей ООПТ является сохранение редких и узкоэндемичных видов, находящихся под угрозой исчезновения. На территории заказника запрещены охота, ловля рыбы, сбор лекарственных растений.

Районы, где разрабатывались руднороссыпное Депутатское месторождение олова и россыпное Тенкелийское месторождение олова, наиболее подвержены антропогенному влиянию на природную среду и отнесены к территориям с *кризисной* эколого-геологической обстановкой.

---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплект Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 (третье поколение), лист R-54 – Депутатский включает: геологическую карту дочетвертичных образований, геологическую карту четвертичных образований, карту полезных ископаемых, карту закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, литологическую карту поверхности дна акватории. Карты комплекта дополнены схемами масштаба 1:2 500 000 – тектонической, глубинного строения, геоморфологической, гидрогеологической, эколого-геологической, прогноза на нефть и газ. Карты и схемы сопровождаются объяснительной запиской с текстовыми приложениями и базой данных.

В основу карт положены, в первую очередь, ГК-200 первого и второго издания, ГК масштаба 1:1 000 000 (новая серия) R-53-(55) – Депутатский, 1992 г., а также опережающие основы дистанционная, геофизическая и геохимическая. Кроме того, в работе использованы результаты крупномасштабных геологических съемок, поисковых и поисково-оценочных работ на полезные ископаемые, тематические исследования.

Лист создан по Легенде Верхояно-Колымской серии листов ГК-1000/3 [Легенда ... , 2003]. В легенду по результатам работ внесены изменения и дополнения. При уточнении стратиграфического положения подразделений использовались Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания [Решения ... , 2009].

Данные о геологическом строении территории уточнены. Составлены схемы структурно-фациального районирования для вендских, ордовикско-раннедевонских, среднедевонско-пермских, триасовых, ранне-среднеюрских, позднеюрско-раннемеловых (берриасских), раннемеловых (берриас-барремских), раннемеловых (баррем-аптских), раннемеловых (альбских), палеоген-неогеновых и четвертичных образований. Площади развития перечисленных подразделений в зависимости от вещественной характеристики разделены на структурно-фациальные области, зоны, подзоны и стратиграфические районы. Селеннях-Омулевская СФО ограничена шарьяжами, трактуемыми как тектонические швы (сутуры), разделяющие: один – пассивную окраину Сибирского континента и окраину Томмотско-Полоусненского блока, входящего в состав Колымо-Омолонского блока, другой – Томмотско-Полоусненский блок и Алазейскую островную дугу.

Определена принадлежность магматических образований к магматическим комплексам. Выделен Тумус-Нельканский вулcano-плутонический пояс

образований активной континентальной окраины. Пояс выделен по распространению образований эликчанского плутонического и тумусского вулканического комплексов.

Определено, что Джахтардах-Олойский вулcano-плутонический пояс образовался в коллизионной обстановке, в условиях, близких к условиям формирования эффузивов Эльбрусского вулканического поля. Образования Джахтардах-Олойского вулcano-плутонического пояса систематизированы согласно имеющимся определениям абсолютного возраста по цирконам U-Pb методом в комплексе с геологическими и геохимическими данными. Породы хатыннахского комплекса, выделенного на ГК 54-XXIX,XXX [ГК R-54-XXIX,XXX, в издании], отнесены к джахтардахской ассоциации. Часть образований сасылтиннахского вулканического комплекса на ГК R-54-XXIX,XXX выделена в хачимчерский трахидацит-трахириолитовый вулканический комплекс, состоящий из хачимчерской толщи и субвулканических образований. Установленная последовательность образований пояса полностью согласуется с определениями абсолютных возрастов этих подразделений.

Впервые авторами выделен южно-ниргиэровский плутонический комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый, отнесенный к надсубдукционным магматическим образованиям Уяндино-Ясачненской дуги.

Определены абсолютные возрасты по цирконам U-Pb (SIMS) методом ряда магматических комплексов и отдельных магматических тел. Исследования проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ.

Определены: ранневендский возраст ( $594,8 \pm 3,4$  млн лет) пород калгынско-го габбро-дунит-гарцбургитового комплекса, позднеюрский возраст умбинского габбрового комплекса ( $158,7 \pm 1,1$  млн лет), альбский возраст святоносского гранодиорит-гранитового комплекса ( $109,3 \pm 0,5$  и  $108,8 \pm 0,8$  млн лет).

Определен альбский возраст магматических тел, относимых ранее к тиглякчанскому гранит-риолитовому гипабиссальному комплексу ( $106,1 \pm 1,0$ ;  $106,5 \pm 1,4$ ;  $107,1 \pm 1,4$  млн лет). По сходству петро- и геохимических характеристик и возрасту этого комплекса с киргиллехским гранит-риолитовым гипабиссальным комплексом на листе Q-53 (106–108 млн лет) [ГК Q-53, 2015] тиглякчанский комплекс заменен на киргиллехский комплекс.

Определен альбский возраст даек ( $107,21 \pm 0,83$ ;  $108,4 \pm 0,5$  млн лет), индексированных верхним мелом – палеогеном на ГК и ГК-200 первого издания. Эти дайки отнесены к джахтардахскому монцонит-сиенитовому плутоническому комплексу.

Определены возрасты петротипов арга-эмнекенского ( $131,2 \pm 1,1$  млн лет), омчикандинского ( $128 \pm 2$ ;  $131,3 \pm 0,7$ ;  $130,5 \pm 1,2$  млн лет) и такалканского ( $109 \pm 2$ ;  $109,2 \pm 1,6$  млн лет) комплексов.

Помимо этого определены возрасты интрузивных тел арга-эмнекенского ( $132,6 \pm 1,2$ ;  $132,2 \pm 1,1$ ;  $137 \pm 1,0$ ;  $128,27 \pm 0,88$ ;  $132,6 \pm 1,0$ ;  $131,7 \pm 1,0$ ;  $134 \pm 1,0$ ;  $132,1 \pm 1,1$ ;  $134,7 \pm 1,0$  млн лет), омчикандинского ( $128 \pm 1,0$ ;  $129 \pm 1,0$ ;  $130,2 \pm 1,1$ ;  $131,8 \pm 1,2$  млн лет), эликчанского ( $121,1 \pm 0,9$ ;  $120,5 \pm 0,5$ ;  $1249 \pm 1,3$  млн лет) комплексов. Полученные возрастные датировки, наряду с другими данными, позволили отнести конкретные магматические тела к магматическим комплексам.

При разделении пород на магматические комплексы и при определении геодинамических обстановок формирования этих комплексов широко использовалась интерпретация диаграмм по геохимическим данным. Например, на мультиэлементных диаграммах однозначно отделяются каменноугольные базальты северосеймчанской, правононгондинской, верхнемоголохской толщ, габбро и долериты даек и силлов намысахского комплекса от пород схожего состава позднеюрского возраста (мукдуканской, эмтанджинской свит и умбинского гипаббисального комплекса).

По совокупности геологических и геофизических данных в северной части листа выделены поперечные ряды святоносского комплекса.

Скоррелированы образования кайнозоя, вскрытые скважинами, с горизонтами, выделенными по сейсмическим данным.

Тектоническое строение территории рассмотрено с позиций современной геодинамики. Для каждой складчатой системы выделены поочередно сменяющие друг друга геодинамические комплексы и соответствующие им формации.

На карте полезных ископаемых показаны все месторождения и проявления полезных ископаемых, наиболее важные шлиховые и литохимические ореолы рассеяния. Составлены базы данных по полезным ископаемым, определен потенциал отдельных объектов и рудных узлов.

В тексте объяснительной записки охарактеризованы наиболее представительные месторождения и проявления олова, ртути, золота, меди, железа, полиметаллов и других полезных ископаемых, определяющих экономический потенциал региона.

Дана характеристика состояния минерально-сырьевой базы региона по цветным и благородным металлам. Выделены ведущие рудноформационные и генетические типы месторождений, эпохи рудообразования, приведены оценки ресурсного потенциала.

Переоценены известные рудные узлы, минерагенические зоны, на основании нового минерагенического районирования. Создана схема минерагенического районирования и прогнозируемых месторождений полезных ископаемых, на которую вынесены проявления и малые месторождения, на основе которых прогнозируются объекты более высокого ранга.

В ходе подготовки комплекта составлено три паспорта учета перспективных объектов: на Багы-Куранахский золото-полиметаллическо-оловорудно-россыпной (паспорт УПО № 5661301), Тенкелийский оловорудно-россыпной (паспорт УПО № 5661300) и Ыганнинский полиметаллическо-оловорудный (паспорт УПО № 5661302) узлы. Суммарный прирост ресурсов категории Р<sub>3</sub> составил: олова – 509 тыс. т, свинца – 14 тыс. т, серебра – 165 т.

Проведена актуализация комплекта согласно новым данным, полученным при составлении листов ГК-200 второго поколения. В ходе настоящих исследований была пересмотрена перспективность отдельных оловянных, вольфрамовых и ртутных объектов на золото. Сведение этих результатов позволили по-новому взглянуть на регион, считавшийся ранее бесперспективным на благороднометалльное оруденение.

Помимо этого, в ходе изучения северной и восточной частей Кутурукского массива установлена приуроченность золотого оруденения к дайковым маг-

матическим телам верхнеюрского умбинского гипабиссального габбрового комплекса: в долине р. Тарынг-Юрях закартирована дайка габбродолеритов с содержанием золота до 3,5 г/т. Также здесь выявлен и прослежен ряд новых зон окварцевания с обильной сульфидизацией (содержания золота ~ 0,1 г/т), приуроченных к зонам трещиноватости вблизи разрывных нарушений различного масштаба и кинематики.

Установлены более высокие концентрации серебра (до 14 000 г/т) в свинцово-цинковых объектах на флангах Депутатского месторождения, в пределах которых запланированы поисково-оценочные работы в ближайшей перспективе.

Внесены предложения и рекомендации по проведению геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000, выделены потенциальные рудные узлы, подсчитаны прогнозные ресурсы на новые и неоцененные ранее минерагенические подразделения.

Рекомендуется провести ГДП-200 (первая очередь) листов R-54-XXI,XXII для решения основных геологических задач по уточнению возраста, формационной принадлежности и соотношения интрузивов эликчанского, омчикандинского и арга-эмнекенского комплексов, с которыми связаны основные проявления оловорудного, благороднометалльного и полиметаллического оруденений. В пределах данного листа обнаруживаются перспективные проявления олова оловорудной турмалин-хлоритовой и оловорудной кварцево-грейзеновой формаций (аналоги Депутатского и Полярного месторождений на соседних листах). Кроме того, в рамках ГДП рекомендуется изучение геологического строения и положения в региональных структурах других потенциально рудоносных магматических комплексов, а также разработка рекомендаций по проведению дальнейших поисковых работ на локализованных участках. На флангах оловорудных объектов отмечены свинцово-цинковые, что по аналогии с флангами Депутатского месторождения может быть перспективным на обнаружение богатого серебряного оруденения. Кроме того, по аналогии с листом R-54-XXIII,XXIV, весьма высокими представляются перспективы площади на выявление золоторудных объектов, связанных с внутренними частями гранитных интрузий, а также с их экзоконтактами. Эффективность этапа ГДП-200 второго поколения в аспекте выявления золоторудных объектов весьма наглядно прослеживается по уже подготовленным площадям в восточной и южной частях листа R-54 – именно здесь локализируются в разной степени перспективные коренные, а также россыпные объекты, активно разрабатываемые недропользователем.

Рекомендуется провести ГДП-200 (вторая очередь) листов R-54-XIX,XX для решения основных геологических задач по уточнению возраста и вещественного состава мезозойских интрузивных комплексов, в том числе тех, с которыми связаны основные перспективы обнаружения золотого, серебро-свинцово-цинкового и вольфрам-оловянного оруденения в пределах изучаемой площади.

Рекомендуется провести ГДП-200 (вторая очередь) листов R-54-XXV, XXVI для решения основных геологических задач по уточнению возраста и вещественного состава мезозойских интрузивных комплексов, в том числе тех, с которыми парагенетически связано формирование оловянного

оруденения, ставшего коренным источником для формирования многочисленных россыпных объектов рассматриваемой площади. Необходима заверка признаков золотого оруденения в центральной и южной частях листов, связанная, вероятно, с Такалканским и другими кислыми интрузиями.

Рекомендованные предшественниками поисковые, оценочные и разведочные работы отражены в главах «Полезные ископаемые» и «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района», рекомендации по результатам составления данного комплекта приведены ниже.

Большие перспективы прогнозируются для золотого оруденения золоторудной джаспероидной формации карлинского типа, проявленного в двух рудных узлах: Калычанском с ресурсами золота, равными 144 т категории Р<sub>3</sub> и Дяпкычанском с ресурсами 50,2 т.

При постановке поисковых работ на золоторудных объектах карлинского типа рекомендуется обратить внимание на покровно-складчатое строение полей развития карбонатных и карбонатно-терригенных пород палеозоя, а также учесть, что все содержания золота >1,0 г/т при проведении горных и буровых работ выявлены в зонах дробления разломов различной кинематики.

Также значительные перспективы прогнозируются для Буор-Юряхского рудного узла с оруденением золото-редкометалльной формации и ресурсами золота 39,0 т.

Поисковые работы с локализацией прогнозных ресурсов рекомендуются в пределах южной части Кутурукского массива, продуктивного на коренное и россыпное золото в его северной части (уч. Полигон – паспорт № 5660064, проявления Уччугей, Светлое и др.). По результатам подготовленного комплекта рекомендовано обратить особое внимание не только на приконтактовую зону массива и оперяющие крупные разрывные нарушения разломы, но и на дайковые тела (к северу от массива закартирована дайка габбродолеритов с содержанием золота до 3,5 г/т).

По результатам ГДП-200, вероятно, наиболее рациональным шагом будет проведение детальных работ в формате ГМК на наиболее перспективных участках под локализацию золотого, серебро-свинцово-цинкового, вольфрам-оловянного оруденения, особенно это касается золота в пределах не закрытых сегодня вторым поколением ГДП-200 площадей.

Поисковые работы рекомендуются в пределах Депутатского вольфрам-полиметаллическо-оловорудно-россыпного узла. Предшественниками в ходе ГДП-200 оценены прогнозные ресурсы серебра металлогенического подразделения в 2500 т. В пределах узла присутствует одно полиметаллическое месторождение (Быллатское) и два проявления (Юбилейное и Эвенское), где содержания серебра, согласно ретроспективным данным, достигают 10 000 г/т. В ходе подготовки данного комплекта было опробовано проявление Юбилейное и зафиксированы содержания серебра до 14 000 г/т. Более того, выявлены рудные (до 3,5 г/т) содержания родия. Данные объекты отличаются лучшей (по меркам обсуждаемой площади) транспортной доступностью и располагаются в первых километрах от пос. Депутатский.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *Опубликованная*

*Авдейко Г. П., Палуева Г. П., Кувикас О. В.* Адакиты в зонах субдукции Тихоокеанского кольца: обзор и анализ геодинамических условий образования // Вестник КРАУНЦ. Науки о земле. – 2011. – № 1. – Вып. № 17. – С. 45–60.

*Авдейко Г. П., Бергаль-Кувикас О. В.* Геодинамические условия образования адакитов и Nb-обогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке // Вулканология и сейсмология. – 2015. – № 5. – С. 1–13.

*Акинин В. В., Прокопьев А. В., Торо Х.* и др. U-Pb-SHRIMP-возраст гранитоидов главного батолитового пояса (Северо-Восток Азии) // Докл. РАН. – 2009. – Т. 426. – № 2. – С. 216–221.

*Альховик Т. С., Баранов В. В.* Стратиграфия нижнего девона Восточной Якутии (Северо-Восток Якутии). ЯФ изд-во СО РАН, 2001. – 149 с.

*Бакулина Н. Т., Жарикова Л. П.* Новые данные по палинostrатиграфии кайнозойских отложений Гастахского прогиба Приморской низменности (Якутия) // Кайнозой Сибири и Северо-Востока СССР. АН СССР, Сибирское отделение, Тр. Института Геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР. – Вып. 668. – Новосибирск, 1989. – С. 115–120.

*Баранова Ю. П., Карташова Г. Г., Конищев В. Н.* Континентальный палеоген и неоген севера Средней Якутии // Континентальные третичные толщи Северо-Востока Азии. – Новосибирск, 1979. – С. 7–22.

*Баркер Ф., Эварт А., Арт Дж. Г.* Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – 488 с.

*Беляев Г. М., Рудник В. А.* Формационно-генетические типы гранитоидов. – М.: Недра, 1978. – 168 с.

*Богатилов О. А., Баркер Ф., Эварт А., Арт Дж. Г.* Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – 488 с.

*Виноградов В. А., Аветисов Г. П., Буценко В. В.* и др. Особенности строения юго-восточной части Усть-Ленского рифтогенного прогиба в море Лаптевых // Геолого-геофизические исследования в мировом океане: Сб. статей. – Л.: Севморгеология, 1987. – С. 65–71.

*Виноградов В. А., Коган А. Л., Шимараев В. Н.* Результаты региональных сейсмических исследований в юго-восточной части моря Лаптевых // Геология и геофизика, 1992, № 6. – С. 113–118.

*Газеев В. М., Гурбанов А. Г., Лексин А. Б.* и др. Кельский вулканический район (Республика Южная Осетия): геохимические особенности пород и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика юга России. – 2017. – № 2. – С. 26–40.

*Газеев В. М., Гурбанов А. Г., Гурбанова О. А.* Умереннощелочные андезибазальты и андезиты Эльбрусского вулканического района (Северный Кавказ): вопросы петрогенезиса, геодинамической типизации и геохимической специализации // Геология и геофизика Юга России. Петрология, геохимия и минералогия. – 2019. – № 9 (2). – С. 40–55.

*Галкин М. А.* Ртутнорудные столбы на месторождениях Северо-Востока Якутии // Геология и геофизика, 1968, № 6. – С. 140–143.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XIX,XX. Объяснительная записка / Авт. А. Н. Вишневикий, Ред. А. С. Симаков. – М., 1979. – 102 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXI,XXII. Объяснительная записка / Авт. Л. А. Мусалитин, Ред. А. С. Симаков. – М., 1979. – 120 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXIII,XXIV. Объяснительная записка / Авт. В. В. Бояршинов. Ред. А. С. Симаков. – М., 1980. – 142 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXVII,XXVIII. Объяснительная записка / Авт. А. В. Дорофеев. Ред. А. С. Симаков. – М., 1984. – 105 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXXIII,XXXIV. Объяснительная записка / Авт.: Г. А. Гребенников, И. П. Шлыков. Ред. А. С. Симаков. – М., 1963. – 95 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист Q-54-I, II. Объяснительная записка / Авт. Л. К. Дубовиков. Ред. А. С. Симаков. – М., 1967. – 63 с.

Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000. Лист R-54(55) – р. Индибирка. Объяснительная записка / Авт. О. Г. Эпов, О. А. Иванов. – М.: Недра, 1964. – 88 с.

Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-54–55 – Хонуу. – Л.: Недра, 1986.

Геологическая карта Якутии. Нижнеянский блок. Масштаб 1:500 000 / Авт. В. Б. Спектор, Ю. В. Архипов, Т. С. Альховик. и др. Ред. Л. А. Мусалитин, В. Б. Спектор, О. Э. Эпов. – 1995.

Геоэкология шельфа и берегов морей России / Н. А. Айбулатов, В. В. Гордеев, Л. Л. Демина и др. – М.: Ноосфера, 2001. – 427 с.

Гидрогеологическая карта территории Российской Федерации масштаба 1:2 500 000 / Глав. ред. А. Ф. Морозов, В. С. Круподеров, В. В. Куренной. – 2008.

Гидрогеология СССР. Т. XX. Якутская АССР. – М.: Недра, 1970. – 383 с.

*Гончаренко А. Н.* Деформация и структурная эволюция альпинотипных ультрамафитов. – Томск: ТГУ, 1989. – 404 с.

Госкадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР, № В-4719, 1999 г., актуализация 2006 г.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XIII,XIV. Объяснительная записка / Авт. В. Г. Труфанов, М. Г. Благовещенский. Ред. А. И. Самусин). – М., 1978. – 62 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XV, XVI. Объяснительная записка / Авт. А. М. Узюнкоян. Ред. В. Т. Матвеевко. – М., 1980. – 92 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XVII,XVIII. Объяснительная записка / Авт. В. Н. Смирнов. Ред. А. М. Иванова. – М., 1979. – 77 с.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXIII,XXIV. Объяснительная записка / Авт. В. Г. Данилов, Е. С. Афанасьева, Г. В. Иваненко и др. Ред. Л. Г. Вдовина. В издании.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXV,XXVI. Объяснительная записка / Авт. О. Г. Эпов. Ред. В. Т. Матвеевко. – М., 1978. – 123 с.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXVII,XXVIII. Объяснительная записка / Авт. Ю. Н. Петров, В. С. Шульгина, Л. С. Симонова и др. Ред. А. К. Иогансон. – М., 2015. – 317 с.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXIX,XXX. Объяснительная записка / Авт. А. И. Самусин. Ред. А. М. Иванова. – М., 1979. – 80 с.



Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXIX, XXX. Объяснительная записка / Авт. В. Г. Данилов, Е. С. Афанасьева, Г. В. Иваненко и др. Ред. Л. Г. Вдовина. В издании.

Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXXI, XXXII. Объяснительная записка / Авт. Л. К. Дубовиков. Ред. В. Т. Матвеевко. – М., 1985. – 99 с.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXXI, XXXII. Объяснительная записка / Авт. Ю. А. Маланин, М. Л. Мельцер, П. Б. Пышко и др. Ред. В. В. Калашников. – М., 2015. – 192 с.

Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Яно-Индибирская. Лист R-54-XXXIII, XXXVI. Объяснительная записка / Авт. Ю. Н. Петров, В. С. Шульгина, Л. С. Симонова и др. Ред. А. К. Иогансон. – М., 2020. – 283 с.

Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Нижнеиндибирская. Листы R-55-XIX, XX. Объяснительная записка / Авт. А. Н. Наумов, К. Н. Белоусов, А. А. Голованева и др. Ред. А. М. Иванова. – М., 1977. – 106 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-52 – Тикси / Авт. М. В. Герцева, Т. П. Борисова, Е. Д. Чибисова и др. Ред. А. Ю. Егоров. – СПб., 2016. – 312 с.

Государственная геологическая карта СССР, масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-53-(55) – Депутатский. Объяснительная записка / Авт. Е. П. Сурмилова, Г. А. Максимова, С. М. Хаустова и др. Ред. Л. М. Натапов, Е. П. Сурмилова. – СПб., 1992. – 105 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист R-53 – Нижнеянг. Объяснительная записка / Авт. М. В. Герцева, Т. П. Борисова, Е. Д. Чибисова и др. Ред. А. Ю. Егоров. – 2020. – 320 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Лист S-53 – о. Столбовой, S-54 – Ляховские о-ва. Объяснительная записка / Авт. А. Г. Бургутто, В. К. Дорофеев, П. В. Рекант и др. Ред. М. К. Косько, Е. А. Гусев. – СПб., 2016. – 300 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-53 – Верхоянск. Объяснительная записка / Авт. Р. И. Протопопов, А. М. Трущелев, Г. Х. Протопопов и др. Ред. В. В. Калашников. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 437 с.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-54 – Усть-Нера. Объяснительная записка / Авт. Г. Х. Протопопов, А. М. Трущелев, Ю. В. Кузнецов и др. Ред. В. В. Калашников. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, в издании.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-55 – р. Мома. Объяснительная записка / Авт. Ю. А. Маланин, Г. С. Громов, В. И. Шпикерман и др. Ред. В. И. Шпикерман. В издании.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист P-55 – Сусуман. – СПб., 2016. – 520 с.

Государственный доклад «О состоянии и охране окружающей среды Республики Саха (Якутия) в 2017 году». Якутск, 2017.

*Гребенников А. В.* Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 9. – С. 1356–1373.

*Гребенников Г. А., Шлыков И. П.* Стратиграфия ордовика Селенняхского кряжа // Советская геология. – 1960. – № 12. – С. 11–17.

*Денисов Г. В.* Справки о балансовых запасах полезных ископаемых и состоянии прогнозных ресурсов полезных ископаемых Республики Саха (Якутия). Письмо ГУП «Сахагеоинформ», 2006. – 12 с.

Доклад «Об экологической ситуации в Республике Саха (Якутия) в 2013 году». Якутск, 2013.

*Долгов Б. Ю., Натапов Л. М., Ставский А. Р.* Офиолиты хребта Тас-Хаяхта // ДАН СССР. – 1983. – Т. 268. – № 3. – Т. 666–668.

- Драчев С. С.* Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника. – 2000. – № 6. – С. 43–58.
- Драчев С. С.* О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника. – 2002. – № 6. – С. 60–76.
- Иванов И. А.* Петрология и геохимия гранитоидов Депутатской оловоносной рудно-магматической системы. Автореферат канд. дисс. – Якутск, 2010.
- Индолев Л. Н.* Дайки основных пород района Депутатского оловорудного месторождения и вопросы их генезиса // Уч. зап. ЦНИИОлово. – 1967. – № 3. – С. 25–40.
- Индолев Л. П., Невойса Г. Г.* Серебро-свинцовые месторождения Якутии. – Новосибирск: Наука, 1974. – 251 с.
- Индолев Л. Н., Суплецов В. М.* Роль рудного метасоматоза в формировании золото-сурьмяной минерализации // Минералогические особенности эндогенных образований Якутии. – Якутск: ЯФ СО РАН, 1979. – С. 130–141.
- Индолев Л. П., Жданов Ю. А., Суплецов В. М.* Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции. – Новосибирск: Наука, 1980. – 232 с.
- Имаев В. С., Имаева Л. П., Козьмин Б. М.* и др. Сейсмичность и современные границы плит и блоков Северо-Восточной Азии // Геотектоника. – 2000. – № 4. – С. 44–51.
- Инвестиционный паспорт муниципального образования «Усть-Янский улус (район)». Пос. Депутатский, 2015. – 52 с.
- Инвестиционный паспорт муниципального района «Абыйский улус (район)». Белая Гора, 2015. – 54 с.
- Инвестиционный паспорт муниципального образования «Аллайховский улус (район)» Республики Саха (Якутия). Пос. Чокурдах, 2015. – 52 с.
- Климов Н. В.* Роль литолого-структурного контроля в концентрации золото-сурьмяного оруденения, золотого и др. гидротермального оруденения секущего типа в Восточной Якутии // Геология месторождений золота Якутии. – Якутск, 1979.
- Козлов В. Д.* Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. – М.: Наука, 1985.
- Колман Р. Г.* Офиолиты. – М.: Мир, 1979. – 262 с.
- Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации. – М., 1999.
- Константинов М. М., Аристов В. В., Наталенко М. В., Стружков С. Ф.* Геолого-промышленная группировка золоторудных месторождений // Минеральные ресурсы России. – 2007. – Вып. 4. – С. 1–5.
- Константинов М. М., Ручкин Г. В.* Нетрадиционные типы золоторудных месторождений // Руды и металлы. – 2005. – № 1. – С. 1–30.
- Короновский Н. В., Демина Л. И.* Магматический петрогенезис коллизионного этапа развития Кавказа // Современные проблемы геологии: Труды ГИН. – Вып. 565. – М.: Наука, 2004. – С. 370–391.
- Короновский Н. В., Демина Л. И.* Магматизм как индикатор геодинамических обстановок: Учебное пособие. – М.: КДУ, 2011. – 234 с.
- Кузьмин М. И.* Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. – Новосибирск: Наука, 1985.
- Лаухин С. А., Панычев В. А., Рыбакова Н. О.* и др. Последние этапы геологического развития северной ветви Момо-Селенняхского рифта // Бюлл. Комис. по изуч. четверт. периода. – 1977. – № 55.
- Легенда Верхоянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) / Гл. ред. А. П. Кропачев. Сост. В. С. Гриненко, Ю. С. Орлов, А. М. Трущелев, Л. П. Жарикова, Т. И. Комзина. – Якутск, 1999.
- Легенда Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) / Гл. ред. В. С. Шульгина. – М., 1999.
- Легенда Яно-Индибирской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) / Гл. ред. А. Н. Вишневский. – Пос. Верхний Бестях, 2000.

Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Глав. ред. В. А. Ян-жин-шин. – М. – Якутск – Магадан, 2003.

Лейер П., Парфенов Л. М., Сурнин А. А., Тимофеев В. Ф. Первые  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозойд // Докл. РАН. – 1993. – Т. 329. – № 5. – С. 621–624.

Лучицкая М. В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое–кайнозое // Труды ГИН. – Вып. 607. – 2014. – 360 с.

Лычагин П. П. Магматизм центральных районов Северо-Востока СССР. – Владивосток, 1989.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Т. 1. Часть 1. – М.: Наука, 1983. – 360 с.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Т. 1. Часть 2. – М.: Наука, 1983. – 762 с.

Магматические горные породы. Т. 2. Щелочные породы. – М.: Наука, 1984. – 416 с.

Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы. – М.: Наука, 1988. – 508 с.

Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987. – 439 с.

Маллас Д., Стивенс Р. К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере западного Ньюфаундленда // Геотектоника. – 1977. – № 6. – С. 83–103.

Матвеев В. Т. К металлогении вольфрама СВ СССР // Тр. Всесоюз. НИИ золота и рудных металлов. – Магадан, 1959.

Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение), 2017.

Методические рекомендации по содержанию и оформлению серийных легенд к цифровым геологическим картам комплектов ГК-200 и ГК-1000, 2010.

Минералогическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 500 000, 2008.

Михайлов Б. М., Горбачев Б. Ф., Харлашин А. П. и др. Прогнозная оценка зон гипергенеза на твердые полезные ископаемые при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 – 1 : 200 000. – СПб., 1998. – 76 с.

Некрасов Е. М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М.: Недра, 1988. – 186 с.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 333.

Оксман В. С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). – М.: ГЕОС, 2000. – 269 с.

Орлов Ю. С., Трунилина В. А., Роев С. П. Гранитоиды поперечных интрузивных рядов центральной части хр. Полоусный (Верхояно-Колымская орогенная область) // Отечественная геология. – 2016. – № 4.

Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. – М.: ВСЕГЕИ, 1997. – 517 с.

Особенности изучения и геологического картирования коллизионных гранитоидов. – М.: Роскомнедра, Геокарт. 1992. – 100 с.

Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. – Якутск, 1989. – 181 с.

Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть I – 22 с., часть II – 37 с. Якутск, 1998.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.

Попов Г. Г. Зырянский каменноугольный бассейн // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 10. Угольные бассейны и месторождения СВ СССР и Камчатки. – М., 1962. – С. 32–105.

*Попов Ю. В., Костюк Ю. Н.* Основы геодинамического анализа: Учебно-методическое пособие. – Ростов-на-Дону: Южный федеральный университет, 2017. – 42 с.

*Поспелов И. И.* Карлинский тип золоторудных месторождений в Северо-Восточной Якутии: геодинамический прогноз // Геология и тектоника платформ и орогенных частей Северо-Востока Азии. Т. II. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. – С. 113–167.

*Поспелов И. И.* Геодинамические условия формирования и перспективы поисков золоторудных месторождений типа «карлин» в Северо-Восточной Якутии // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – 2002. № 2 (3). – С. 15–18.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб., 2012. – 48 с.

Практическая петрология: методические рекомендации по изучению магматических образований применительно к задачам Госгеолкарт. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. – 168 с.

Примеры оформления графических элементов комплектов ГК-200/2 (1000/3). – СПб.: ВСЕГЕИ, 2017.

Прогнозно-минерагеническая карта Российской Федерации и ее континентального шельфа масштаба 1 : 2 500 000 / Глав. ред. О. В. Петров. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.

*Прокопьев А. В., Оксман В. С.* Тектонические покровы Восточной Якутии // Отечественная геология. – 1997. – № 8. – С. 20–24.

*Прокопьев А. В., Оксман В. С.* Тектонические структуры зоны сочленения Нагонджинского террейна и Полоусного синклиниория (Северо-Восток Якутии) // Отечественная геология. – 2005. – № 5. – С. 74–80.

*Прохорова С. М., Иванов О. А.* Оловоносные гранитоиды Яно-Индибирской низменности и связанные с ними россыпи // Тр. НИИГА. – Т. 165. – Л.: Недра, 1973. – 232 с.

Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (2002). – СПб., 2009. 267 с.

*Роев С. П.* Магматизм Нальчанского ряда // Отечественная геология. – 1999. – № 4. – С. 46–51.

*Розен О. М., Федоровский В. С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем) // Тр. ГИН РАН. Вып. 545. – М.: Научный мир, 2001. – 188 с.

*Романовский С. И.* Физическая седиментология. – Л.: Недра, 1988.

*Руденко В. С., Прокопьев А. В., Оксман В. С.* и др. Первые находки позднепалеозойских радиоларий в Восточной Якутии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 1998. – Т. 6. – № 1. – С. 88–95.

*Склярёв Е. В., Добрецов Н. Л.* Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. – 1987. – № 2. – С. 3–14.

*Склярёв Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В.* и др. Интерпретация геохимических данных: Учеб. пособие / Под ред. Е. В. Склярёва. – М.: Интернет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

*Смирнов В. Н., Чащухина В. А., Пушкарев Е. В., Ведерников В. В.* О природе аксессуарных гранатов в породах габброгранитных серий Урала // Докл. АН СССР. – 1988. – Т. 298. – № 4. – С. 956–960.

*Суплецов В. М.* Вкрапленные месторождения золота Невадийского типа в карбонатных породах Селенняхского кряжа // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Материалы конференции в 4 томах. Т. III. Якутск, 1997. – 75 с.

*Суплецов В. М., Лацановский И. А., Буянкин А. Г.* Перспективы изучения новых типов месторождений золота Северо-Янского горно-промышленного района // Вестник Госкомгеологии. Материалы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – 2003. – № 1 (3). – С. 57–62.

*Суплецов В. М., Оксман В. С.* Золоторудные месторождения невадийского типа в карбонатных породах Сакынджинского рудного узла // Отечественная геология. – 2000. – № 5. – С. 10–15.

Схема комплексного использования и охраны водных объектов бассейнов рек Индигирка и Яна. Приложение 2. Сводная объяснительная записка. – Якутск, 2012. <http://lbvu.ykt.ru/files>.

Схема комплексного использования и охраны водных объектов бассейна реки Яна. Книга 1. Общая характеристика речного бассейна. – Якутск, 2014. – 117 с.

*Тарабукин В. П.* Биостратиграфия и конодонты ордовикских отложений Северо-Востока Азии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 2006. – 146 с.

*Тарабукин В. П., Оксман В. С., Третьяков Ф. Ф.* Стратиграфическое расчленение метаморфических пород хребта Селенняхского (Северо-Восток Азии) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 8. – С. 1329–1339.

*Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М.* Континентальная кора, ее состав и эволюция. – М.: Мир. – 1988.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: МАИК «Наука», Интерпериодика», 2001. – 571 с.

*Трунилина В. А., Роев С. П.* Позднемезозойский магматизм Селенняхского кряжа. – Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1988. – 163 с.

*Трунилина В. А.* и др. Геология и рудоносность позднемезозойских магматических образований Северо-Востока Якутии. – Новосибирск: Наука, 1992. – 255 с.

*Трунилина В. А., Орлов Ю. С., Роев С. П.* Геология и рудоносность магматитов хребта Полоусного. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. – 132 с.

*Трунилина В. А., Роев С. П., Орлов Ю. С.* и др. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. – 152 с.

*Трунилина В. А., Орлов Ю. С., Зайцев А. И., Роев С. П.* Состав, строение и генетические особенности Кадарского палеовулкана (север Верхояно-Колымской орогенной области) // Отечественная геология. – 2006. – № 5. – С. 69–75.

*Трунилина В. А., Роев С. П., Орлов Ю. С.* Вулканоплутонические пояса Северо-Востока Якутии. – Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2007. – 152 с.

*Трунилина В. А., Орлов Ю. С., Роев С. П., Зайцев А. И.* Состав и генетические аспекты формирования гранитов А-типа Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология. – 2008. – № 5. – С. 99–109.

*Трунилина В. А., Роев С. П., Орлов Ю. С.* Гранитоиды батолитовых поясов Северо-Востока Верхояно-Колымских мезозоид. – Якутск: Медиа-холдинг «Якутия», 2013. – 188 с.

*Трунилина В. А., Роев С. П.* Петрология и рудоносность магматических образований Учалканского рудного поля (Северо-Восток Якутии) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. – 2018. – Т. 23. – № 1. – С. 16–29.

*Трунилина В. А., Роев С. П.* Петрология и геохимия магматических образований Учуганского рудного поля // Вестник СВФУ. Серия: Науки о Земле. Вып. 3 (11), 2018. – С. 5–18.

*Федоров П. И., Коваленко Д. В., Агеева О. А.* Западнокамчатско-Корякский окраинно-континентальный вулканогенный пояс: возраст, состав и источники формирования // Геохимия. – 2011. – № 8. – С. 813–838.

*Фигун В. И.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото на ЮЗ фланге и на перспективных площадях СЗ фланга Селенняхского золотоносного р-на в 1988–1992 гг. Усть-Куйга, 1997.

*Флеров Б. Л.* Условия образования Полярного и Одинокого касситерит-кварцевых месторождений олова. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. – С. 252.

*Фрадкина А. Ф.* Палинстратиграфия палеогеновых и неогеновых отложений Северо-Востока России: Труды Объединенного института геологии, геофизики и минералогии. Вып. 806. – Новосибирск, 1995. – 82 с.

*Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок: Уч. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1997.

Чугаева М. Н., Розман Х. С., Иванова В. А. Сравнительная биостратиграфия ордовикских отложений Северо-Востока СССР // Труды ГИН АН СССР, 1964. – С. 7–12.

Яшин Д. С. Голоценовый седиментогенез Арктических морей России // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. – СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. Вып. 3. – С. 57–67.

Batchelor Richard A., Bowden Peter. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicatic parameters, 1985.

Beccaluva L., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Geochemical discrimination between ocean floor and island-arc tholeiites – Application to some ophiolites // Can. Jour. Earth Sci. – 1979. – 16/9. – Pp. 1874–1882.

Bindeman I.N., Colón D.P., Wotzlaw J.-F., Stern R., Chiaradia M., Guillong M. Young Silicic Magmatism of the Greater Caucasus, Russia, with implication for its delamination origin based on zircon petrochronology and thermomechanical modeling // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2021. – Vol. 412.

Brown W., Parsons J. Calometric and phase-diagram approaches to two-feldspar geothermometry a critique // Amer. Mineral. – 1985. – Vol. 70. – N 3–4. – Pp. 356–361.

Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et / ou de contamination crustale // C. R. Acad. Sci. Ser. II. – 1989. – Vol. 309. – Pp. 2023–2029.

Condie K. C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. – 2005. – Vol. 79. – Pp. 491–504.

De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature // Chemical Geology. – 1980. – Vol. 29. – Is. 1–4, Pp. 183–210.

Floyd P. A., Winchester J. A. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. // Earth and Planetary Science Letters. – 1975. – Vol. 27. – Pp. 211–218.

Grebennikov A. V. A-type granites and related rocks: Petrogenesis and classification // Russian Geology and Geophysics. – 2014. – T. 55. – N 9. – C. 1074–1086.

Hammerstrom J. M., Zen E. Aluminium in Hbl an empirical igneous // Amer. Mineral. – 1986. – Vol. 71. – N 11–12. – Pp. 1297–1313.

Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism / M. P. Coward, A. C. Ries (Eds.) // Collisions tectonics. Geol. Soc. Spec. Pub. 1986. – Vol. 19. – Pp. 67–81.

Hey M. H. An new review of the chlorites // Miner. Mag., 1954. – Vol. 30. – Pp. 277–292.

Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences 8. – 1971. – Pp. 523–548.

Layer P. W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology and trace element geochemistry // Geology. – 2001. – Vol. 29. – N 2. – Pp. 167–170.

Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, North Japan // Tectonophysics. – 1990. – N 174. – Pp. 235–255.

Maruama S., Suzuki K., Liou J. G. Greenschist-amphibolite transition equilibria at low pressure. // Journ. of Petrol. – 1983. – Vol. 24. – Pp. 583–604.

Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. – 1989. – Vol. 101. – Pp. 635–643.

Mercier J.-L. C. Single pyroxene thermobarometry // Tectono-physics. – 1980. – Vol. 70. – Pp. 1–37.

Muller D., Rock N. M. S., Groves D. I. Geochemical discrimination between Shoshonitic and Potassic Volcanic Rocks in different tectonic settings: a Pilot Study. Mineralogy and Petrology. – (1992) 46. – Pp. 259–289.

Pearce J. A., Cann J. A. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth Planet. Sci. Lett. – 1973. – Vol. 19. – Pp. 290–300.

Pearce J. A., Norry M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. – 1979. – Vol. 69. – Pp. 33–47.

*Pearce J. A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins / Hawkesworth C. J., Norry M. J. (eds.) // *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 1983. – Pp. 230–249.

*Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. of Petrology*. – 1984. – Vol. 25. – Pp. 956–983.

*Pearce J. A.* Sources and settings of granitic rocks // *Episodes*. – 1996. – Vol. 19. – N 4. – Pp. 120–125.

*Richard A. Batchelor, Peter Bowden.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chemical Geology*. – 48 (1985). – Pp. 43–55.

*Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Saunders A. D., Norry M. J. (Eds.) // *Geological Society, London, Spec. Publ.*, 1989.

*Taylor S. R., McLennan S. M.* The continental crust: its composition and evolution. – Blackwell, Oxford, 1985. – 312 p.

*Trunilina V. A., Ivanov P. O.* Fluorine and chlorine in apatites from granitoids of the Verkhoyansk–Kolyma mesozoids // *Acta Univ. Carolinae. Geologica*. – 1998. – N 42 (1). – Pp. 165–168.

*Velikoslavinskii S. D.* Geochemical Classification of silicic igneous rocks of major geodynamic environments. Institute of Precambrian Geology and Geochronology // *Petrology*. – 2003. – Vol. 11. – N 4. – Pp. 327–342.

*White A. J., Chappell B. W.* Ultra-metamorphism and granitoid genesis // *Tectonophysics*. – 1977. – Vol. 43. – N 4. – Pp. 191–212.

*Wonts D. R., Eugster H. P.* Stability of biotite: experiment, theory and application // *Amer. Mineral*. – 1985. – N 9. – Pp. 1228–1272.

### Фондовая

*Аветисов Г. П., Ашихмина Е. А., Гусев Ю. Б.* Региональные сейсмические работы КМПВ и сейсмические наблюдения МОВЗ на акватории и побережье моря Лаптевых в 1987 г. Севморгеология, ПМГЭ, Ломоносов, 1988.

*Алексеев И. М.* Отчет о результатах поисков россыпей олова на обрамлении С-3 части Уяндинской впадины в 1989–1993 гг. ГПП «Янгеология», пос. Усть-Куйга, 1993.

*Аулов Б. Н., Иваненко Г. В., Левиков И. Я.* и др. Отчет о космофотогеологическом картировании масштаба 1 : 500 000 на площади листов R-54,55 и материковой части S-54,55 за 1983–1987 гг. 1988.

*Аулов Б. Н., Довыденко Г. М., Иваненко Г. В.* и др. Отчет ГМК-200/50 листов R-54-XXVII, XXVIII; XXXIII, XXXIV (Уяндино-Сутуруохская минерагеническая зона). «Аэрогеология», М., 2006.

*Башлавин Д. К., Овандер М. Г., Тищенко С. В.* и др. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 200 000 на площади листов S-54-XXXV, XXXVI; S-55-XXXI–XXXVI; R-54-V, VI; XI, XII; XVII, XVIII (сев. половина); R-55-I-XV; XVI–XVIII (сев. половина); XXI, XXII; R-56-I, II; VII, VIII; XIII, XIV (сев. половина) за 1977–1983 гг. Партия № 1. М., 1983.

*Беймарт С. В.* Результаты картировочного бурения в северной части Абыйской низменности. Листы R-54-XXIX, XXX и R-55-XXV, XXVI (Отчет бурового отряда Восточно-Сибирской комплексной партии по полевым работам 1972 года). Л., 1973.

*Борисова Т. П., Герцева М. В., Кононов М. В.* Опыт-методические работы по разработке литолого-стратиграфического обоснования геодинамических реконструкций на территории Российской Арктики и Свальбарда. Отчет партии № 30 за 1991–1998 гг. Аэрогеология. М., 1998.

*Борисова Т. П., Герцева М. В., Кононов М. В.* Разработка литолого-стратиграфического обоснования геодинамических реконструкций на территорию Российской Арктики и Свальбарда (кембрий–девон). Отчет партии № 30 за 1999–2000 гг. Аэрогеология. М., 2000.

*Борисова Т. П., Герцева М. В., Кононов М. В.* Разработка литолого-стратиграфического обоснования геодинамических реконструкций на территорию Российской Арктики и Свальбарда (венд–кембрий–девон). Отчет партии № 30 за 2001 г. Аэрогеология. М., 2001.

*Бояришинов В. В.* Сводный отчет по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 200 000 и ревизионно-оценочным работам по заверке аэрогамма-аномалий на территории листа R-54-XXIII, XXIV за 1966–1967 гг. Пос. Батагай, 1969.

*Бояришинов В. В.* Отчет о результатах работ по интерпретации и заверке материалов космических съемок для структурно-металлогенического районирования территории деятельности Янской ГРЭ в 1982–1987 гг., поискам оловоносных штокерков и грейзеновых месторождений типа Одинокого в Северо-Янском оловоносном районе в 1985–1991 гг. и опережающим геолого-геохимическим и геофизическим работам масштаба 1 : 200 000 в Уяндино-Берелехском междуречье в 1990–1993 гг. Пос. Батагай, 1998.

*Бредюк Ю. К., Костюк В. Н., Оксман В. С.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в бас. рек Эстериктях и Дьяхтардах (листы R-54-102-В,Г; 103–104-А,Б,В,Г) за 1991–1996 гг. Дьяхтардахская партия. Пос. Верхн. Бестях, 1999.

*Буянкин А. Г., Поспелов И. Н., Суплецов В. М.* Отчет о результатах внестадийных поисково-ревизионных работ на рудных и россыпных объектах Калычано-Агданжинской рудной зоны Уяндинского золотоносного района в 1996–1999 гг. ГПП «Янггеология». Пос. Батагай, 1999.

*Быховский Л. З., Гришин М. А., Патык-Кара Н. Г.* и др. Оловоносные и комплексные россыпи хр. Полоусного и Приморской низменности (Отчет по теме: Комплексное изучение и оценка россыпных месторождений олова, вольфрама и редких металлов Якутской АССР. ЯнГРЭ ЯТГУ, ВИМС. М., 1972.

*Вишневецкая Р. И., Костюк В. Н., Третьяков Ф. Ф.* Отчет о результатах геолого-минералогического картирования масштаба 1 : 200 000 на Уяндино-Селенняхском междуречье, проведенного в 1989–1997 гг. Пос. Верхний Бестях, 1997.

*Власов В. Г., Шур В. И.* и др. Россыпная оловоносность Восточной Якутии. ЦКТЭ ПГО «Якутскгеология», 1988.

*Воробьев М. И.* Отчет о результатах поисковых работ на золото методом гравиразведки масштаба 1 : 50 000 в комплексе с магниторазведкой на Томмотской площади (листы Q-54–6,7; R-54-138,139) в 1987–1989 гг. ЦПСЭ «Якутскгеология». Якутск, 1990.

*Галабала Р. О., Нелидов В. П., Никоноров Н. Г.* и др. Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-53-I-XIII; R-53-XVII, XVIII (северная половина); S-51-XXII–XXIV; XXVII–XXIX, XXX (северная часть); S-52-XIX–XXI, XXV–XXVIII, XXXIII, XXXIV за 1976–1980 гг. М., 1980.

*Галкин М. А.* Отчет о работе Аранасской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 100 000 за 1959 г. ЯнРай ГРУ ЯГУ, пос. Батагай, 1960.

*Галкин М. А., Шнак Ю. Е., Толайкин Н. С.* Отчет о результатах поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 10 000 на правом берегу р. Тирехтях за 1965 г. (Себикчанская ПСП). Пос. Батагай, 1966.

*Галкин М. А.* Закономерности размещения ртутных месторождений по западному и юго-западному обрамлению Колымского срединного массива. ЯТГУ, пос. Батагай, 1971.

*Герасимов А. Е., Яхин Ш. М., Кушербаев Т. Н.* Отчет о результатах комплексной геологической, гидрогеологической, инженерно-геологической, геоэкологической съемки масштаба 1 : 50 000 в районе оловорудного месторождения Чурпунья (листы R-54-32-А-в,г; Б-в,г; В-а,б; Г-а,б). АГК «Заполярная». Пос. Усть-Куйга, 1995.

*Горбунов В. А.* Отчет о работе Верхнекалычанской поисково-разведочной партии за 1961 г. Ян Рай ГРУ, ЯГУ. Пос. Батагай, 1962.

*Горбунов В. А., Галкин М. А., Назаров Г. М.* Отчет о работе Калычанской поисково-съёмочной партии масштаба 1 : 10 000 за 1962 г. Ян Рай ГРУ, ЯГУ. Пос. Батагай, 1963.

*Данилов В. Г., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В.* и др. Оценка геологической, геофизической и геохимической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листов R-54-XXIII, XXIV (Берелехская площадь). М., 2015.



*Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С.* и др. Выполнение геологоразведочных работ в пределах листов R-54-XXIII, XXIV (Берелехская площадь) (в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2016 году региональных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на группу листов в пределах Республики Саха (Якутия)»). М., 2016.

*Данилов В. Г., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В.* и др. Геологический отчет о результатах работ по объекту 41715600 «ГДП-200 и подготовка к изданию листов R-54-XXIII, XXIV (Берелехская площадь)» в рамках объекта «Проведение в 2017–2019 годах региональных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на группу листов в пределах Республики Саха (Якутия)». М., 2018.

*Деньгин Э. В., Казанцев А. С., Баландин В. А. и др.* Геология и перспективы россыпной металлоносности и нефтегазоносности Яно-Колымской низменности и прилегающей прибрежно-шельфовой зоны. Якутск, 1974.

*Донец О. Л., Забуйский Л. И., Мазур А. Е.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ в прибрежной части шельфа и береговой зоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, 1973, 1975–1978 гг. Пос. Батагай, 1978.

*Дорофеев В. К., Васильев В. В., Гроздилова Т. Н.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Хатыннаах (Отчет о результатах работ, проведенных отрядом № 1 Яно-Колымской комплексной партии масштаба 1 : 200 000 летом 1970 г.). Листы R-54-XXIX, XXX. НИИГА. Л., 1971.

*Дорофеев А. В., Ганеев А. Ш., Узюнкоян А. М.* Отчет о работе Нальчанской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 50 000 за 1961 г. Ян Рай ГРУ ЯГУ. Пос. Батагай, 1962.

*Дорофеев А. В., Ганеев А. Ш., Стригачев Е. В.* и др. Отчет о результатах поисково-разведочных работ масштаба 1 : 10 000 на Чыбагалахском оловорудном месторождении (Чыбагалах-Агданжинская поисково-съемочная партия масштаба 1 : 10 000) за 1966 г. Пос. Батагай, 1967.

*Дорофеев А. В., Ганеев А. Ш., Узюнкоян А. М.* Промежуточный отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в басс. среднего течения р. Уяндына (листы R-54-XXVII, XXVIII) за 1967 г. (Средне-Уяндинская геологосъемочная партия). Батагайская ГПЭ ЯГУ. Пос. Батагай, 1968.

*Дорофеев А. В., Ганеев А. Ш., Узюнкоян А. М.* Сводный отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в бассейне среднего течения р. Уяндына. Лист R-54-XXVII, XXVIII за 1967–1968 гг., Батагайская ГПЭ ЯГУ. Пос. Батагай, 1969.

*Дорофеев А. В., Рябенко С. В., Смольников Э. М.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на месторождении россыпного и рудного олова г. Чурпунья за 1972 г. (Чурпуньянская поисково-оценочная партия). Пос. Батагай, 1973.

*Дубовиков Л. К., Кузнецов А. И., Самсоненко Р. А.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 200 000 в бассейне верхнего течения р. Селеннях, лист R-54-XXXI, XXXII за 1967–1969 г. Пос. Батагай, 1969.

*Ерофеев И. А.* Производственно-геологический отчет по Депутатскому оловорудному и россыпному месторождению за 1958 г. и подсчет запасов на 1 января 1957 г. ЯнРай ГРУ. Пос. Батагай, 1959.

*Замараев А. А., Ефременко Э. А.* Отчет о работе Дьахтардахской детальной геолого-поисковой партии масштаба 1 : 50 000 за 1960 г. ЯнРай ГРУ. Пос. Батагай, 1961.

*Замараев А. А., Булатов А. А.* Отчет по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 в среднем течении р. Иганди за 1965 год (Средне-Игандинская геологосъемочная партия и одноименный поисковый отряд). Т. 1. Геологосъемочные и поисковые работы. Пос. Батагай, 1966.

*Зиверт Р. Р.* Отчет о работе Право-Иргычанской геолого-поисковой партии за 1952 г. Нижнеиндигирское Рай ГРУ. Пос. Ожогоино, 1953.

*Зиверт Р. Р.* Отчет о работе Право-Уяндинской геолого-поисковой партии за 1955 г. Ян Рай ГРУ. Пос. Ожогоино, 1956.

*Казакова Г. Г., Данилов В. Г., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В.* и др. Отчет о результатах работ по объекту «Проведение в 2017 году региональных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на группу листов в пределах Республики Саха (Якутия). Книга 2.

«Оценка изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листов R-54-XXIX,XXX (Перевалочная база Дальстроя)». М., 2017.

*Кац А. Г., Колтаков В. В., Ставский А. П.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:200 000 на листах Q-55-III,IV,IX,X; R-55-XXXIII-XXXVI за 1975–1979 гг. М., 1980.

*Каишанов А. И., Дерр А. Т.* Отчет по результатам работ по теме: «Составление карты россыпей масштаба 1:25 000 Калычан-Агданжинского золотороссыпного узла» за 1978–1981 гг. ПО «Якутзолото». Пос. Депутатский, 1981.

*Каишанов А. И., Дерр А. Т.* Отчет о результатах работ по теме: «Составление карты россыпей масштаба 1:25 000 Тарынг-Юряхского золотороссыпного узла» за 1979–1982 гг. Депутатский ГОК ПО «Якутзолото». Пос. Депутатский, 1982.

*Каишанов А. И., Пилюгин А. Н.* и др. Отчет о результатах работ по теме: «Перспективы россыпного олова и золота территории деятельности прииска Депутатский и дальнейшее направление геологоразведочных работ за 1972–1974 гг.» Пос. Депутатский, 1975.

*Каишанов А. И., Пилюгин А. Н.* Отчет о результатах работ по теме: «Составление карты россыпей масштаба 1:25 000 Хатыннах-Салинского золотороссыпного узла». ПО «Якутзолото». Пос. Депутатский, 1977.

*Киреев И. В.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейнах рек Томмот и Тарынг-Юрях за 1972 г. Ян Рай ГРУ ЯТГУ. Пос. Батагай, 1973.

*Кириенко И. В.* Отчет о результатах поисковых работ в бассейне среднего и верхнего течений р. Томмот (Нижне-Моголохская ГСП) за 1971 г. (Томмотская ГСП) Ян ГРЭ ЯТГУ. Пос. Батагай, 1972.

*Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Кутин И. П.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки и геологического доизучения с общими поисками масштаба 1:50 000 в басс. р. Тирехтях (листы R-54-100-B,Г; 112-A,Б; 113) в 1989–1996 гг. ГПП «Ленское». Пос. Верхн. Бестях, 1999.

*Коваленко А. И.* и др. Отчет о результатах опережающих геолого-геофизических работ масштаба 1:50 000 в бассейне среднего течения р. Уяндина в 1986–1990 гг. ЯнГРЭ ПГО «Якутскгеология». Пос. Батагай, 1992.

*Кондратьев С. А.* Отчет о работе Селенняхской детальной ГПП за 1954 г., масштаб 1:50 000. НИР ГРУ ДС, 1955.

Комплексный Государственный баланс запасов твердых полезных ископаемых Российской Федерации. Дальневосточный Федеральный округ, 2018.

*Коротков А. Д., Фатхуллин И. А.* Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования в масштабе 1:200 000 в нижнем течении р. Чондоон в 1981–1983 гг. (Листы R-54-I,VI,VIII). Пос. Батагай, 1983.

*Кравцов Е. Д.* Промежуточный отчет о результатах поисково-разведочных работ на Джахтардахском оловорудном месторождении в 1967–1968 гг. Пос. Батагай, 1968.

*Кравцов Е. Д.* Результаты поисковых работ в верхнем течении руч. Бургахчан, Тирэ-хтээх и Намысах в Дяхтардахском руднороссыпном узле. ЯнРай ГРУ ЯГУ. Пос. Батагай, 1974.

*Красновский В. В., Галкин М. А.* Эволюция интрузивной деятельности района бассейнов рек Талынди, Томмота, Олынди и Елениеха (отчет Полоусной петрологической партии). ЯГУ ЯнРай ГРУ. Пос. Батагай, 1957.

*Красновский В. В., Вишневский А. В.* Отчет о работе Нижне-Томмотской геолого-поисковой партии масштаба 1:100 000 за 1958 г. Ян Рай ГРУ ЯГУ. Пос. Батагай, 1959.

*Краузе В. Н., Спиридонов В. П., Семеренко А. Т.* Отчет о результатах предварительной разведки Одинокое оловорудное месторождения. Пос. Усть-Куйга, 1981.

*Краузе В. Н., Спиридонов В. П., Панферов И. А.* и др. Отчет о результатах геолого-разведочных работ на оловорудном месторождении Одинокое (Усть-Янский район ЯАССР) за 1970–1982 гг. с подсчетом запасов на 1.06.83 г. Якутскгеология. Пос. Усть-Куйга, 1983.

*Кривошеев А. А.* Результаты предварительной разведки участка «Южный» Эликчанского бурогоугольного месторождения в районе пос. Депутатский. ГПП «Заполярье». Пос. Верх. Бестях, 1989.

*Кривошеев А. А.* Результаты предварительной разведки участка «Южный» Эликчанского бурогольного месторождения в районе пос. Депутатский. ГТП «Заполярное». Пос. Верх. Бестях, 1992.

*Ли Ю. А., Ковтун В. Г., Петухов В. И.* Отчет по геологической съемке и поискам масштаба 1:50 000 в бассейне верхнего течения р. 2-й Нонгонджи за 1967 г. (Верхне-Нонгонджинская геологосъемочная партия и одноименный поисковый отряд). Пос. Батагай, 1967.

*Липчанский В. Н.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ в северной части Лево-Сакинджинского ртутнорудного узла в 1969 г. (Юбилейная поисково-разведочная партия). ЯнРай ГРУ. Пос. Батагай, 1970.

*Липчанский В. Н., Кравцов Е. Д.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное олово в Депутатском рудном районе в 1970–1972 гг. Депутатская поисково-разведочная партия. Ян ГРЭ. Пос. Батагай, 1972.

*Логинова И. Э., Амичба Т. М.* и др. Отчет о результатах работ по теме «Изучение истории осадконакопления и эпох россыпеобразования в связи с оценкой россыпной оловоносности Яно-Индибирской части Приморской низменности Якутии». М.–Усть-Куйга, 1982.

*Логинова И. Э., Амичба Т. М., Евтеева И. С.* и др. Оценка перспектив россыпной оловоносности северной части Уяндинской впадины. ВИМС, ГТП «Заполярное» РГЦ МП и ГРС(Я), Москва–Верх. Бестях, 1992.

*Лоджевская М. И., Соловьев Б. А., Кондратьев А. Н.* и др. Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации, субъектов Федерации и крупных нефтегазовых регионов по состоянию изученности на 1.01.2009 г. ФГУП «ВНИГНИ». М., 2012.

*Лутай Л. К.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото на обрамлении Томмотской впадины в Селенняхском золотоносном районе за 1986–1988 гг. Пос. Усть-Куйга, 1988.

*Малов В. А.* Отчет о результатах общих поисков в пределах басс. р. Неннели россыпных и коренных месторождений золота в 1984–1989 гг. Пос. Батагай, 1989.

*Мальшева Е. А., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С.* и др. Отчет о результатах работ по объекту 418 156 00 «Составление и подготовка к изданию комплекта Госгеолкарты-200/2 листов R-54-XXIX,XXX (Перевалочная база «Дальстроя») в рамках объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ» «Проведение в 2018–2020 годах региональных геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов в пределах Республики Саха (Якутия). СПб., 2019.

*Мартыненко А. А., Сиротко О. Г., Волков Г. А.* и др. Отчет о результатах работ Дьяхтардахской поисково-разведочной партии масштаба 1:10 000 за 1961 г. Отчет промежуточный. ЯнРай ГРУ ЯГУ. Пос. Батагай, 1962.

*Михеев Г. И., Шатино Г. М., Буров Б. В.* Отчет по геологической съемке и поискам масштаба 1:50 000 в бассейне р. Сыттаах за 1967 г. (Сыттаахская геологосъемочная партия и одноименный поисковый отряд). Пос. Батагай, 1968.

*Морозов О. Л., Аулов Б. Н., Поташова М. Н.* и др. Отчет о результатах работ по объекту «Прогнозно-поисковые работы на золото в Уяндино-Сутуруохской минерагенической зоне. Республика Саха (Якутия)». ФГУНПП «Аэрогеология». М., 2008.

*Морозов О. Л.* Отчет по теме «Поиски и разведка месторождений золота, сурьмы и ртути на Калычанской площади в Республике Саха (Якутия)». Договор № ГР-08–01. ООО «Минерал» ФГУНПП «Аэрогеология». М., 2009.

*Мусалитин Л. А., Булатов А. А.* Отчет о работе Калычанской детальной геолого-поисковой партии масштаба 1:25 000 в 1960 г. (левобережье р. Сакиндя). Ян Рай ГРУ, ЯГУ. Пос. Батагай, 1961.

*Мусалитин Л. А., Мусалитина В. П.* Отчет о геологической съемке по составлению Государственной геологической карты листов R-54-XXI,XXII масштаба 1:200 000 за 1965–1966 гг. (Бакынская геологосъемочная партия). Пос. Батагай, 1967.

*Назаров Г. М., Галкин М. А.* Сводный отчет по результатам работ в районе Лево-Сакинджинского ртутнорудного узла. ЯнРай ГРУ ЯТГУ. Пос. Батагай, 1964.

- Назаров Г. М., Галкин М. А., Салмин Ю. А.* Отчет о работе Нальчанской поисково-съемочной партии масштаба 1 : 10 000 за 1963 г. Пос. Батагай, 1964.
- Намоллов В. А., Тютюнников Л. Г.* и др. Отчет о комплексных геофизических исследованиях на Алланховской площади в 1979–1980 гг. ПГО «Якутскгеология», геофизическая экспедиция № 6. Якутск, 1982.
- Неизвестнов Я. В., Валицкий Б. В., Колосков К. Н.* Комплексные гидрогеологические, газогидрохимические и мерзлотно-инженерно-геологические исследования Яно-Колымского побережья, Новосибирских островов и проливов. (Т. V отчета «О ревизионных геологических работах на шельфе Арктических морей – Баренцева, Карского, Берингова и Восточно-Сибирского в 1975–1976 гг.»). НПО «Севморгео». Л., 1976.
- Некрасов И. Я.* Депутатский рудный узел (отчет о работе Депутатской поисково-разведочной партии, масштаб 1 : 10 000, 1953–1954 гг.). Пос. Ожогоино, 1955.
- Некрасов И. Я.* Структура рудного поля и особенности минерализации Такалканского редкометалльного месторождения. (Отчет о работе Останцовской партии масштаба 1 : 10 000 за 1956 г.). Пос. Ожогоино, 1957.
- Некрасов А. И.* Отчет о результатах тематических работ по оценке платиноносности территории деятельности ГУГПП «Янгеология» в 2001–2002 гг. Янгеология. Пос. Батагай, 2002.
- Нестеренко А. В.* Отчет о результатах изучения юрских отложений в зоне сочленения Полоусного синклинория и Селенняхского окраинного антиклинория в 1990–1992 гг. (Сетакчанский стратиграфический отряд). РГЦ ГПП «Заполярное». Пос. Верхн. Бестях, 1992.
- Оксман В. С.* Отчет о результатах работ по теме: «Геодинамическая карта депутатского геодинамического полигона масштаба 1 : 200 000, листы R-54-XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXXI, XXXII, XXXIII, XXXIV; Q-54-I, II; VII, VIII», проведенных в 1993–1999 гг. ГПП «Ленское». Пос. Верхн. Бестях, 1999.
- Орлов Ю. С., Филимонов Ю. А., Чусовской С. М.* и др. Геология и рудоносность гранитоидов некоторых рудно-магматических узлов с редкометалльным (Ta, Nb, Li, Be) оруденением и закономерности его размещения и локализации. Отчет по работе «Изучение основных закономерностей размещения и локализации редкометалльного (Ta, Nb, Be, редкие земли) оруденения Якутской АССР» за 1980–1983 гг. ГУП «Сахагеолфонд», 1983.
- Орлов Ю. С.* Геология и оловоносность магматических образований хр. Полоусный (отчет по теме «Изучение потенциальной оловоносности магматических комплексов Депутатской рудной зоны»). ЦКГЭ ПГО «Якутскгеология», 1988.
- Орлова Н. И., Спорыхина Л. В., Голицын Ю. А.* Отчет по объекту № 34/05 «Оценка золотоносности кор выветривания участка «Хатыннах-Сала», ФГУП ВИМС. М., 2006.
- Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В.* и др. Отчет «Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 листов R-54-XXVII, XXVIII (Уяндино-Сутуруохская площадь)». ФГУНПП «Аэрогеология». М., 2010.
- Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В.* и др. Отчет о результатах работ по объекту «Составление и подготовка к изданию Гоголкарты-200 листов R-54-XXXIII, XXXIV (Томмотская площадь)». ФГУНПП «Аэрогеология». М., 2013.
- Платонов В. В., Аммосова С. П., Оксман В. С.* Отчет о результатах ГГС и ГДП масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на Селеннях-Уяндинском междуречье в 1991–1996 гг. (листы R-54-126-В,Г; 127-В,Г; 128-В,Г; 139-А,Б; 140-А,Б). ГПП «Ленское». Пос. Верхн. Бестях, 1997.
- Покровский В. К.* Отчет о работе Моголохской ГПП за 1967 г. Пос. Батагай, 1968.
- Покровский В. К., Билибин И. Н.* Отчет о результатах поисковых работ в районе г. Чурпунья и урочища Зимовье за 1970–1971 г. Пос. Батагай, 1972.
- Протокол РКЗ, Республика Саха (Якутия) № 542* от 2001 г.
- Прохорова С. М., Дахия А. М., Михайлова А. Ф.* и др. Геологическое строение и оловоносность интрузий Чохчуро-Чокурдахской зоны (отчет по теме: «Генетические типы оловоносных россыпей Яно-Индигирской низменности и оценке их практического значения»). НИИГА. Л., 1968.
- Пышко Т. П., Сметанникова Л. И., Афанасьева Е. В.* и др. Информационный отчет о геологическом доизучении ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000 и подготовки

к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Листы R-54-XXV, XXVI, XXVII, XXVIII, XXXIII, XXXIV за 1991–2002 гг. С. Верхний Бестях, 2002.

*Рождественский О. Е.* Геологическое строение Томмотского комплексного редкометалльного месторождения. Окончательный отчет о работе Томмотской поисково-разведочной партии масштаба 1 : 10 000 в 1955 г. Пос. Батагай, 1956.

*Рудаков А. Г.* Отчет Хатыннах-Салинской геолого-разведочной партии о геологических исследованиях масштаба 1 : 50 000 правобережья р. Тальндя. НИР ГРУ ДС, 1947.

*Самусин А. И., Белоусов К. Н., Васильев В. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Хатыннах (Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1 : 200 000, проведенных отрядом № 1 Яно-Колымской комплексной партии НИИГА летом 1971 г.) Листы R-54-XXIX, XXX. Л., 1972.

*Сергеев Ф. И.* Сводный отчет по результатам работ Тарынг-Юряхской и Чабыгалахской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 100 000. ЯГПУ ДС, 1946.

*Семенов Ю. П., Кулишова О. Н., Таманова С. В.* и др. Донные отложения и геоморфология дна моря Лаптевых (отчет по теме 340) – Л., НИИГА, 1967.

*Сметанникова Л. И., Сорокин Б. К., Пышко Т. П.* и др. Отчет о результатах изучения кайнозойских отложений Селеннях-Уяндинского междуречья в 1987–1991 гг. Селеннях-Уяндинский стратиграфический отряд. С. Верх. Бестях, 1992.

*Смольников Э. М.* Отчет о геофизических работах на Дьахтардахском оловорудном месторождении в 1968 г. ЯнРай ГРУ ЯТГУ. Пос. Батагай, 1970.

*Соловьев М. Н., Малов В. А.* Отчет о результатах работ по составлению прогнозно-металлогенической карты масштаба 1 : 200 000 Туостях-Селенняхского междуречья в 1989–1996 гг. и опережающих геолого-геохимических работ в бассейне р. Неннели под геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 в 1992–1996 гг. Пос. Батагай, 1996.

*Соловьев Г. Г., Нестеренко А. В., Сметанникова Л. И.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (листы R-54-98-А,Б-а,б; В,Г-в,г; 99-А-а,б; В-в,г; Г; 101-Б,В,Г; 111-А,Б) и геологического доизучения площадей масштаба 1 : 50 000 (листы R-54-98-Б-в,г; Г-а,б; 99-А-в,г; Б,В-а,б; 100-А,Б; 101-А) за 1985–1990 гг. ГГП «Ленское». Пос. Верхн. Бестях, 1993.

*Соловьев М. Н., Федянин А. Н., Ганеев А. Ш.* и др. Отчет о геологическом доизучении, пересоставлении и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия) листов R-53-IX, X, XV, XVI (Власово, Кулар) в 1992–2003 гг. Пос. Батагай, 2003.

*Сонин Г. С.* Отчет по поисково-разведочным работам на Пологинском месторождении в 1964 г. Пологинская ПРП. Пос. Батагай, 1965.

*Сонин Г. С., Ковтун В. Г., Сатаров Ф. С.* Отчет о работе Пологинской поисково-съемочной партии за 1963 г. Масштаб 1 : 10 000. Ян Рай ГРУ, ЯГУ. Пос. Батагай, 1964.

*Сотников В. И., Соловьев Г. Г., Обрезкова Л. А.* Отчет о результатах групповой геологической съемки, геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 и общих поисков на правобережье среднего течения р. Селеннях (листы R-53-108-Б,Г; 119-Г; 120-А,Б,В,Г; R-54-97-А,Б,В,Г; R-54-109-А,Б,В,Г) в 1986–1991 гг. ГГП «Ленское». Пос. Верх. Бестях, 1996.

*Стригачев Е. В., Шапиро Г. М.* Отчет о работе Сульфидной геологосъемочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1961 год. 1962.

*Суплицов В. М.* Анализ закономерностей локализации оруденения важнейших геолого-промышленных типов месторождений золота мира и прогноз их аналогов на территории Якутии, 1992–1996 гг. ЯИГН СО РАН. Якутск, 1996.

*Супруненко О. И., Ким Б. Н., Яшин Д. С.* и др. Выделение новых высокоперспективных на нефть и газ объектов на основе комплексных геолого-геофизических моделей осадочных бассейнов моря Лаптевых. ВНИИ «Океангеология», СПб., 2006.

*Супрунов Э. А., Бондарь Г. Ф., Панферов И. А.* Промежуточный отчет о результатах поисково-разведочных работ на ртутных месторождениях Гал-Хая и Северное в 1967 г. Юбилейная ПРП. Пос. Батагай, 1968.

Супрунов Э. А. Промежуточный отчет о результатах поисково-разведочных работ на ртутных месторождениях Гал-Хая и Северное в 1968 г. Юбилейная ПРП, пос. Батагай, 1969.

Суслова К. В., Мясоедов Н. К. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Приморской площади за 1992–1993 гг. ГПП «Якутскгеофизика». Якутск, 1994.

Сычевская Т. М., Бабкина З. А., Макогонова О. В. и др. Отчет о результатах работ по объекту «Составление гидрогеологической карты Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000» за 2014–2016 гг. ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология». Якутск, 2016.

Тарарухина Н. М., Миледин А. К., Буш В. А. и др. Комплексная аэрогеофизическая (аэромагнитная, аэрогравиметрическая) съемка масштаба 1 : 200 000 Северо-Восточной площади. Отчет по госконтракту 7\2010. Аэрогеофизика. М., 2013.

Тарский А. Н., Чухлеб А. П., Макаров М. Н., Реев В. Л. Отчет о результатах комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на площади 560 км<sup>2</sup> в пределах листов R-54–88-Г; 89-В; 100-Б; 101-А. Депутатская партия 1/84 1984–1987 гг. Ленская ГРЭ, ПГО «Якутскгеология». Пос. Верх. Бестях, 1987.

Тарский А. Н., Боброс Т. А., Петров А. Р. и др. Отчет Депутатской партии о результатах работ по изучению гидрогеологических и инженерно-геологических условий месторождений олова Дружба и Тирехтях на площади 280 км<sup>2</sup>, проведенных в 1987–1990 гг. Листы R-54–111-А, Б-а, в; 110-Б-г.). Ленская ГРЭ, ПГО «Якутскгеология». Пос. Верх. Бестях, 1990.

Толстов М. С. Отчет о работе Верхнеуяндинской поисково-разведочной партии масштаба 1 : 100 000 за 1953 г. НИРЭ ДС, 1954.

Трунилина В. А., Орлов Ю. С., Роев С. П. и др. Геология и оловоносность магматических образований хр. Полоусного. Отчет по теме: «Изучение потенциальной оловоносности магматических комплексов Депутатской рудной зоны с целью выработки критериев локального прогнозирования». Якутск, 1988.

Трунилина В. А., Орлов Ю. С. Отчет по работе «Доработка рабочей легенды к геологической карте масштаба 1 : 50 000 Западной части Селенняхской серии листов и прогнозная переоценка Томмотского месторождения». Книга II. Томмотское месторождение редких земель. Якутск, 1995.

Трунилина В. А., Орлов Ю. С., Роев С. П. и др. Отчет Восточной партии по теме: «Магматизм различных геодинамических обстановок Депутатского полигона и связь с ним полезных ископаемых». ГПП «Ленское». Пос. Верх. Бестях, 1996.

Труфанов Г. В., Благовещенский М. Г., Орлов В. П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Додома (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах масштаба 1 : 200 000, проведенных отрядом № 2 Яно-Колымской комплексной партии НИИГА летом 1970 года). Л., 1971.

Узюнкоян А. М., Кузнецов И. А., Петухов В. И. Отчет по геологической съемке и поискам масштаба 1 : 50 000 в верхнем течении р. Эликчян за 1965 год (Эликчанская геологосъемочная партии и одноименный поисковый отряд). Пос. Батагай, 1966.

Узюнкоян А. М., Лискевич Я. Б., Фатхуллин И. А. и др. Отчет о результатах геологосъемочных работ (аэрофотогеологическое картирование) масштаба 1 : 200 000 в Чохчуро-Чокурдахской оловорудной зоне в 1976–1978 гг. на территории листов R-54-II-IV; IX, X; S-54-XXVII, XXVIII; XXXII–XXIV. Пос. Батагай, 1979.

Фатхуллин И. А. Отчет на составление карты золотоносности Селенняхского района масштаба 1 : 200 000 в 1989–1994 гг. (металлогеническое районирование и прогнозная оценка), 1994.

Фатхуллин И. А., Вдовина Л. Г., Кокунин М. В. и др. Составление карты золотоносности Селенняхского района масштаба 1 : 200 000 в 1989–1994 гг. Пос. Батагай, 1995.

Фигун В. И. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото на ЮЗ фланге и на перспективных площадях СЗ фланга Селенняхского золотоносного р-на в 1988–1992 гг. Пос. Усть-Куйга, 1997.

Филимонов Ю. А., Орлов Ю. С., Чусовской С. М. и др. Отчет по работе: «Изучение основных закономерностей размещения и локализации редкометалльного (тантал, ниобий, литий, бериллий, редкие земли) оруденения Якутской АССР за 1980–1983 гг. Т. 1. Объяс-

нительная записка к «Карте полезных ископаемых Якутской АССР (тантал, ниобий, литий, бериллий, редкие земли) масштаба 1 : 1 000 000». Т. 2. «Геология и рудоносность гранитоидов некоторых рудно-магматических узлов с редкометалльным (Ta, Nb, Li, Be) оруденением и закономерности его размещения и локализации». Якутск, 1983.

*Флеров Б. Л., Степанов Е. Р., Яковлев Я. В.* Условия образования месторождений олова, сурьмы, полиметаллов и сопутствующего им золота Восточной Якутии. Условия образования Полярного и Одинокого касситерит-кварцевых месторождений олова. Якутск, 1980.

*Холмогоров Э. М.* Металлогеническая карта Депутатской оловорудной зоны масштаба 1 : 50 000. Якутск, Якутскгеология, 1991.

*Хруцкий С. Ф., Афанасенко В. Е., Кондратьева К. А.* Отчет по комплексной мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 500 000 северной части Депутатского рудного узла Якутской АССР (по работам 1969–1971 гг.). ЯТГУ, ЯнГРЭ, МГУ. М., 1971.

*Шестеренкин Е. М.* Отчет о работе Оймяконской геолого-поисковой партии за 1955 г. НИЭ ЯнРай ГРУ ДС. Пос. Батагай, 1955.

*Шестеренкин Е. М., Бояришинов В. В.* Отчет по поисковым геолого-разведочным работам в районе горы Крест-Тасс в 1964 г. (Крест-Тасская ПРП). Пос. Батагай, 1965.

*Шестеренкин Е. М.* Отчет ревизионно-оценочных работ в бассейне среднего течения р. Уяндины за 1978–1982 гг. (Тылындынский ревизионно-оценочный отряд). Пос. Батагай, 1983.

*Шокальский С. П., Каишубин С. Н., Мильштейн Е. Д.* и др. 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. ФГУП «ВСЕГЕИ», СПб., 2014.

*Шошин В. В., Карлик В. М., Кулага М. К.* Отчет по поисковым работам на россыпное золото в Уяндино-Селенняхском междуречье. ЯГЭ ЯТГУ. Пос. Батагай, 1971.

*Шульгин П. А., Бучнев И. И.* Отчет о разведке Уяндинского бурогольного месторождения с подсчетом запасов по материалам поисково-разведочных работ в 1962–1963 гг. ЯН ГРУ, ЯГУ. Пос. Батагай, 1964.

*Шуляр В. И., Волков Г. А.* Отчет о результатах опережающих геофизических и геохимических исследований масштаба 1 : 50 000 в пределах Депутатской оловоносной зоны в 1982–1986 гг. Пос. Батагай, 1987.

*Эпов О. Г.* Отчет о работе Калгынской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 100 000 за 1956 г. ЯН ГРУ, ЯГУ. Пос. Батагай, 1957.

*Эпов О. Г., Демин Л. Г., Стригачев Е. В.* и др. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в вершине руч. Чыбагалах совместно с поисковым отрядом (Чыбагалахская геологосъемочная партия и одноименный поисковый отряд за 1964 г.). Пос. Батагай, 1965.

*Эпов О. Г.* Отчет по теме: «Составление металлогенической карты хребта Полоусного (центральная часть) масштаба 1 : 200 000 за 1965–1969 гг.». Т. I. Эпов О. Г., Лемкова Б. А., Владимирский З. И. Геологическое строение и рудоносность Центральной части Полоусного кряжа. Том. II. Гришин М. А. Россыпная металлоносность и условия россыпеобразования Центральной части Полоусного кряжа. Кадастр рудных объектов Центральной части Полоусного кряжа: Лаврухина З. В. Пос. Батагай, 1969.

*Эпов О. Г., Золотилина Г. Д., Богданович О. Р.* Отчет о результатах прогнозно-металлогенических работ в Куларском антиклинории в 1975–1985 гг. (Яно-Омолойская металлогеническая партия). Пос. Батагай, 1985.

*Эпова Б. А., Лаврухина З. В., Матюнина А. Б.* и др. Кадастр к «Регистрационной карте полезных ископаемых северо-восточной части Якутской АССР (территория деятельности ЯнГРЭ) масштаба 1 : 500 000 по состоянию на 1 января 1985 г.». Пос. Батагай, 1985.

*Эпова Б. А.* Отчет о результатах работ по пополнению карт полезных ископаемых, золотоносности, геологической и геофизической изученности территории деятельности ЯнГРЭ. Пос. Батагай, 1988.

**Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов, показанных на листе R-54 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Твёрдые горючие ископаемые</b>			
Уголь бурый			
V-3-19	ММ	Эликчанское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-67	ММ	Уяндинское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-73	ММ	Южное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л.С. и др., 2010ф
VI-3-28	ММ	Правоомчикандинское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
III-6-3	П	Верховья р. Иккиех (басс. р. Хрома)	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-3-39	П	Инач	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-44	П	Северное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-56	П	Эльгекас	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-20	П	Верховья р. Агданья	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-21	П	Верховья р. Агданья	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-41	П	Согласное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-42	П	Поперечное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Торф			
IV-3-41	ММ	Оттур-Кюэль	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Черные металлы</b>			
Железо			
IV-6-53	П	Южно-Сыттахское	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-4-49	П	Пирамидное	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
<b>Железо, бор</b>			
V-6-4	ПМ	Басыгырдах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-7	ПМ	Правый борт бассейна р. Хатынгнах, среднее течение	
<b>Цветные металлы</b>			
<b>М е д ь</b>			
IV-6-2	П	Булатное	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-4-19	ПМ	Верховья р. Куранах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-5-24	ПМ	Правый приток р. Бёрёлёх в ее верховьях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-3-33	ПМ	Среднее течение р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-34	ПМ	Среднее течение р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-42	ПМ	Верховья р. Тирехтях (приток р. Уяндина)	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-8	ПМ	Междуречье Хатыннах-Сала и Оймакон	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-3	ПМ	Междуречье Буор-Юрях и Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-8	ПМ	Междуречье Хатыннах-Сала и Буор-Юрях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-24	ПМ	Междуречье Рюмкалах и Хатыннах-Сала	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-27	ПМ	Верховья р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-1-30	ПМ	Джаргала	ГТК R-54-XXXI, XXXII, 2015
III-V-9	ША	Междуречье Бёрёлёх и Хрома	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-5-28	ША	Верховья р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-46	ША	Междуречье Эстериктях и Жёлтая	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-15	ША	Верховья р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-19	ША	Верховья р. Хачимчер	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-21	ША	Междуречье Хатынгнах и Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-27	ША	Верховья р. Мекчирге	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-12	ЛГК	Верховья р. Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
<b>Медь, серебро, золото</b>			
III-4-4	П	Нюлкучан	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-3-27	П	Верховья р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-9	П	Сев. Берендей	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
<b>Медь, цинк</b>			
V-3-65	ПМ	Междуречье Тирехтях и Нагондя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-1-12	ПМ	Огустах	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
<b>Медь, свинец, сурьма</b>			
V-3-14	ВГХО	Среднее течение р. Уяндина	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
<b>Свинец</b>			
IV-1-5	П	Лесное-Зелёное	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
IV-1-6	П	Дальнее	
IV-1-21	ПМ	Верховья р. Иргичэн	
IV-2-17	ПМ	Верховья р. Куранах	
IV-3-16	ПМ	Верховья р. Куранах	
IV-3-32	ПМ	Верховья р. Балаганнах	
IV-5-13	ПМ	Верховья р. Куранах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-6-14	ПМ	Междуречье Бёрёлёх и Аллаиха	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-6-40	ПМ	Верховья р. Эликчан	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-4-42	ПМ	Среднее течение р. Уяндина	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-35	ПМ	Верховья р. Жёлтая	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-18	ПМ	Междуречье Хатынгнах и Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-1-17	ПМ	Роговиковое	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-1	ПМ	Верховья р. Агданья	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-3-63	ПМ	Верховья р. Иолтак	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
V-6-30	ША	Верховья р. Мекчирге	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Свинец, серебро			
IV-5-2	ПМ	Верховья р. Кюргелях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-20	ПМ	Междуречье Бёрёлёх и Куранах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
Свинец, серебро, золото			
V-3-2	П	Юбилейное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-18	П	Тонкичанское-2	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
Свинец, цинк			
V-2-10	ММ	Былатское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-1-2	П	Левонемкучанское	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-1-26	П	Правосевичанское	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-7	П	Восточное -1	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-3-13	П	Горное	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-5-38	П	Ньёлёхское	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-2-2	П	Эвенское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
III-2-19	ПМ	Верховья р. Додомо	ГК R-54-XIII, XIV, 1978
III-6-11	ПМ	Верховья р. Арга-Кыллах	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-1-15	ПМ	Верховья р. Нэмкучэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-1-18	ПМ	Верховья р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-2	ПМ	Верховья р. Додомо	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-9	ПМ	Верховья р. Додомо	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-2-12	ПМ	Правый берег р. Тенкеле	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-14	ПМ	Верховья р. Нунча	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-2-24	ПМ	Верховья р. Куранах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-2-29	ПМ	Верховья р. Балыктах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-1	ПМ	Верховья р. Додомо	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-9	ПМ	Левый берег, верховья р. Баки	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-10	ПМ	Междуречье Баки и Куранах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-27	ПМ	Междуречье Куранах и Мохсогол-лох	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
Свинец, цинк, серебро			
IV-5-21	П	Позднее	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-34	П	Берелёхское	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-5-41	П	Моксоголохское	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-85	П	Дулгалахское	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018
IV-6-8	П	Палаткалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-6-9	П	Фена-2	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-6-10	П	Фена-1	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-6-50	П	Брекчиевое	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-3-51	П	Среднее течение р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-14	П	Мартыненское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010
IV-2-32	ПМ		ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-24	ПМ	Междуречье Баки и Монне	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-5-80	ПМ	Правый борт р. Ногондя	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
Свинец, цинк, золото			
VI-3-25	ПМ	Левый борт р. Сакиндя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-26	П	Чистое	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Свинец, цинк, медь			
IV-5-14	ПМ	Бассейн р. Сонтойон	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
VI-3-49	ПМ	Верховья р. Тарынг-Юрях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013
VI-4-21	ПМ	Верховья р. Олындя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Свинец, цинк, сурьма			
IV-1-1	ПМ		ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-1-8	ПМ	Правый борт р. Анкатындя	ГК R-54-XIX, XX, 1979
Свинец, цинк, олово			
III-6-5	ПМ	Джарамай-Сисе	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-4-32	ПМ	Верховья р. Балаганнах	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
III-5-1	ШО	Верховья р. Хрома	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
С в и н е ц , ц и н к , в и с м у т			
V-4-41	ВГХО	Верховья р. Жёлтая	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
С в и н е ц , ц и н к , м ы ш ь я к			
IV-2-12	ПМ	Междуречье Ыганья и Додомо	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
Ц и н к			
IV-2-3	ПМ	Водораздельное	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-5-29	ПМ	Бассейн р. Сонтойон	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-44	ПМ	Бассейн р. Сонтойон	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-3-38	ПМ	Бассейн р. Рюмкалах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-49	ПМ	Бассейн р. Рюмкалах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-12	ПМ	Среднее течение р. Хатыннах-Сала	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-1-3	ПМ	Тостогун	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-8	ПМ	Кюрбе-Юр	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-27	ПМ	Огоннер	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-4-7	ПМ	Левый борт р.Талындя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Ц и н к , к а д м и й			
IV-5-67	ПМ		ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Ц и н к , м ы ш ь я к			
IV-2-8	ПМ		ГК R-54-XXI, XXII, 1979
Ц и н к , в а н а д и й , с в и н е ц			
IV-2-6	ПМ	Междуречье Додомо и Нунча	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
Н и к е л ь			
I-3-2	ПМ	Среднее течение р. Муксунуоха	
V-5-50	ПМ	Междуречье Жёлтая и Уяндина	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-4-3	ПМ	Правый борт р. Хапгын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-14	ПМ	Верховья р. Талындя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013
VI-4-31	ПМ	Верховья р. Томмот	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-6-9	ЛГК	Левый борт р. Рюмкалах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-32	ЛГК	Среднее течение р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-38	ЛГК	Междуречье Эстериктях и Жёлтая	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-42	ЛГК	Правый борт р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-43	ЛГК	Правый борт р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
Н и к е л ь , х р о м			
VI-4-15	ПМ	Среднее течение р.Талындя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-22	ПМ	Междуречье Тарынг-Юрях и Томмот	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013
К о б а л ь т			
IV-5-84	П	Восходящее	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-1-16	ПМ	Верховья р. Иргичэн	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-5	ПМ	Верховья р. Хрома	
V-4-28	ПМ	Левый борт р. Дяhtarдах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-46	ПМ	Правый борт р. Хапгын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-3-36	ПМ	Правый борт р. Тарынг-Юрях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
К о б а л ь т , с е р е б р о			
IV-6-35	П	Труба	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018
IV-6-49	ВГХО	Среднее течение Нонгондя	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
К о б а л ь т , с у р ь м а			
IV-1-29	ПМ	Правый борт, среднее течение р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
М о л и б д е н			
IV-1-13	ПМ	Верховья р. Анкатындя	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-3-2	ПМ	Верховья р. Буор-Юрях	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-18	ПМ	Междуречье Сонтойон и Кураннах	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-5-47	ПМ	Бассейн р. Нонгондя	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 201ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-6-1	ПМ	Верховья р. Арга-Кыллах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-5-25	ПМ	Верховья р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-3-57	ПМ	Верховья р. Иолтак	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
III-6-1	ША	Среднее течение р. Хрома	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-6-23	ША	Верховья р. Хачимчер	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-32	ША	Левый борт р. Мекчирге	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
IV-6-21	ВГХО	Верховья р. Аллаиха	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Молибден, золото			
V-5-18	ПМ	Куобах-2	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
Вольфрам			
IV-1-12	П	Явтахское	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-3-11	П	Верхнетенкелийское	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-15	П	Громдычанское	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
III-2-17	ПМ	Междуречье Додома и Дюктюгюн-Юрюе	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
IV-2-18	ПМ	Правобережье р. Ыганья	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-38	ПМ	Среднее течение р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-3-19	ПМ	Првобережье р. Баки	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-33	ПМ	Среднее течение р. Оймякон	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-5-31	ПМ	Бассейн р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-45	ПМ	Бассейн р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-46	ПМ	Бассейн р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
VI-1-21	ПМ	Лукавый-1	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
IV-1-17	ШО	Правый берег р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-6-28	ШО	Верховья р. Эликчан	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-3-23	ШО	Верховья р. Хебгырчан-Окатын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-52	ШО	Междуречье Сакындя и Тарынг-Юрях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-2-17	ШО	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-1-14	ШП	Междуречье Бургунгундя и Саханья	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-6	ШП	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-4-36	ШП	Левый берег р. Томмот	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-4-39	ШП	Левый берег р. Томмот	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
III-3-3	ША	Левобережье р. Нучча	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-3-13	ША	Среднее течение р. Нучча	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-5-14	ША	Левый берег р. Бёрёлёх	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
IV-5-23	ША	Междуречье Бёрёлёх и Тигиляхчан	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-13	ША	Верховья р. Аллаиха	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-16	ША	Левый берег р. Эликчян	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-51	ША	Верховья р. Хачьмар	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-2-28	ША	Верховья р. Тирехтях	ГК R-54-XXXV, XXVI, 1978
V-3-6	ША	Среднее течение р. Быллат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-22	ША	Среднее течение р. Быллат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010
V-3-29	ША	Верховья р. Себикчян	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-13	ША	Среднее течение р. Хатыннах-Сала	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010
V-4-32	ША	Левый берег р. Мекчирге	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-9	ША	Среднее течение р. Нонгондя	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-23	ША	Левый борт р. Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-37	ША	Среднее течение р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-51	ША	Правобережье р. Жёлтая	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-53	ША	Правобережье р. Жёлтая	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
Вольфрам, медь, серебро			
V-5-20	П	Бурухчан	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-17	П	Куобах-1	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
Вольфрам, свинец, молибден			
IV-3-10	П	Верное	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
Вольфрам, олово			
IV-4-34	ПМ	Верховья р. Буор-Юрях	ГК R-54-XXXV, XXVI, 1978
V-3-12	ШО	Междуречье Быллат и Уяндына	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-4-1	ШО	Среднее течение р. Оймакон	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
В о л ь ф р а м , к о б а л ь т			
III-5-12	ША	Нижнее течение р. Кюргелях	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
О л о в о			
IV-2-4	ММ	Укачилкан-II	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-2-5	МК	Депутатское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-4-19	МС	Дьяхтардахское	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-2-15	МС	Чибагалах	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992
I-2-1	РМ	Туруктах, мыс	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-2-18	РМ	Марвена, Тур, Бур, Фортуна, руч.	ГТК R-54-XIII, XIV, 1978
III-3-2	РМ	Стон, руч.	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-3-10	РМ	Восточный склон высоты 194,0 м	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-3-11	РС	Тенкели, р.	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-2	РМ	Кыыл-Бастах, руч.	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-3	РМ	Кыыл-Бастах-Салата, руч.	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-7	РМ	Им. Смольникова, руч. Силир, Безымянный	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-11	РС	Озерный, руч.	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-16	РМ	Короткий, Артык, руч.	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-17	РС	Крайний, руч.	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-18	РМ	Перевальный, Кельтегей, Светлый, руч.	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-22	РМ	Руч. Порфиновый	ГТК R-54-XV, XVI, 1980
IV-3-3	РМ	Эдер, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-6	РМ	Тевангучак, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-27	РМ	Болотный, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-6	РМ	Сигияхта, руч.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-4-16	РМ	Кривой, руч.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-1-5	РС	Тасаппа, р.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-1-7	РС	Мамонт	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-1	РМ	Ястреб, Буревестник, Сокол и др., руч.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-22	РС	Ынгыры-Сала (Тирехтяхское)	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-4-16	РМ	Тирехтяхская	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-4-21	РМ	Крутой, руч.	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-4-22	РМ	Намысахская	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-4-23	РМ	Крутой	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-2-13	РМ	Маяк	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992
I-3-7	П	Максунуохское, уч. Западный	ГТК R-53-(55)-Депутатский., 1992

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-3-8	П	Максунуохское, уч. Восточный	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
I-3-9	П	Зимовье-Хая	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-1-4	П	Левый приток среднего течения р. Нэмкучэн	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
III-3-9	П	Южное	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-3-12	П	Павел-Чохчур	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-6	П	Силир, р.	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-9	П	Чохчур	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-20	П	Крайнее	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
IV-3-5	П	Атын	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-9	П	Тенкели	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-14	П	Тенкечен	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-22	П	Глубокое	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-29	П	Рудное	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-2	П	Эргуэн	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-13	П	Тихое	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-15	П	Рассвет	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-5-40	П	Сульфидное	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-6-45	П	Аяка	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., и др., 2018ф
V-1-6	П	Гасаппа	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-2-3	П	Мирное-1	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-9	П	Мирное-П	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-23	П	Дружба	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-24	П	Сетакчанское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
VI-2-11	П	Чибагалах-П	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-2-12	П	Ваденей	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-2-18	П	Озёрное	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-3-45	П	Лесное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
I-2-2	РП	Селляхская губа	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
I-3-6	РП	Мыс Бырахчанья, р; Луч, Ингусен, руч.	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
II-4-2	РП	Хонордох, р.	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
II-4-4	РП	Ытырча-Босхота, р.	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-2-3	РП	Дьюл-Кааквы, руч.	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
III-2-10	РП	Дьюктюгюн-Юрюйе, руч.	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
III-2-11	РП	Спокойный, руч.	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
III-2-14	РП	Додомо, р.	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
III-3-17	РП	Коренной, руч.	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-3-19	РП	Артык, руч.	ГГК R-54-XV, XVI, 1980

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-3-21	РП	Куранах, руч.	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-5	РП	Ветвистый, руч.	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-8	РП	Хахханнах	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-15	РП	Широкий, руч.	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
IV-1-7	РП	Мар-Юрях, руч.	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-1-11	РП	Явтахское, группа	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-1	РП	Укачилкан-II	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-5	РП	Левый и Правый Додомо, руч.	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-27	РП	Заезд, руч.	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-3-7	РП	Бараний, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-20	РП	Утянджа, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-23	РП	Глубокий, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-24	РП	Хайырдах, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-26	РП	Сибилла, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-30	РП	Болотный, Гут, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-31	РП	Ключ, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-4	РП	Верховья р. Хрома	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-11	РП	Темтеген, руч.	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-14	РП	Джоптогун	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-5-26	РП	Междуречье Куранах и Бёрёлёх	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-32	РП	Междуречье Бёрёлёх и Тигиляхчян	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-66	РП	Левобережье р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-33	РП	Верховья р. Эликчян	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-48	РП	Левобережье р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-2-6	РП	Конёк, руч.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-11	РП	Эпсей, руч.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-13	РП	Суланечан	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-15	РП	Улахан-Сала, руч.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-20	РП	Аччагый-Сала, руч.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-25	РП	Жильный, руч.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-27	РП	Жильный, руч.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-5-7	РП	Междуречье Буор-Юрях и Хатыннах-Сала	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
I-3-3	ПМ	Среднее течение р. Муксунуоха	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
I-3-4	ПМ	Среднее течение р. Муксунуоха	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-4-1	ПМ	Нижнее течение р. Илин-Сыалах	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
IV-2-23	ПМ	Междуречье Ыганья, Балыктах и Куранах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-2-26	ПМ	Междуречье Балыктах и Куранах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-2-28	ПМ	Междуречье Балыктах и Куранах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-8	ПМ	Верховья р. Тенкели	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-34	ПМ	Верховья р. Балаганнах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-3	ПМ	Верховья р. Хрома	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-4-26	ПМ	Верховья р. Монне	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-4-28	ПМ	Верховья р. Монне	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-6-6	ПМ	Верховья р. Арга-Кыллах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-6-7	ПМ	Верховья р. Арга-Кыллах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-1-12	ПМ	Среднее течение р. Лохтуя	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-5-27	ПМ	Среднее течение р. Хатыннах-Сала	ГГК R-54-XXIX, XXX, в издании
VI-3-61	ПМ	Правобережье р. Иолтак	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
V-5-16	ШО	Междуречье Хатыннах-Сала и Эстериктях	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-5-3	ШП	Среднее течение р. Хрома	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
III-5-6	ШП	Среднее течение р. Буор-Юрях	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
III-5-8	ШП	Верхнее течение р. Хрома	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-2-26	ШП	Верхнее течение р. Нагондя	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-5-34	ШП	Среднее течение р. Эстериктях	ГГК R-54-XXIX, XXX, в издании
V-6-29	ШП	Среднее течение р. Хатынгнах	ГГК R-54-XXIX, XXX, в издании
V-6-34	ШП	Среднее течение р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-2-26	ШП	Междуречье Сечан и Иолтак	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-6-1	ШП	Среднее течение р. Мекчирге	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-2-2	ША	Правый берег р. Додомо	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-5-4	ША	Среднее течение р. Буор-Юрях	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-5-5	ША	Среднее течение р. Хрома	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-V-10	ША	Левый берег среднего течения р. Бёрёлёх	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-V-13	ША	Среднее течение р. Бёрёлёх	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-6-2	ША	Верховья р. Иккиех	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
III-6-4	ША	Верховья р. Иккиех	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
III-6-6	ША	Междуречье Бёрёлёх (Елель) и Хрома	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
III-6-7	ША	Среднее течение р. Бёрёлёх (Елель)	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-55	ША	Левый берег р. Нонгондя	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-4-10	ША	Верховья р. Оймякон	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-39	ША	Верховья р. Жёлтая	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-40	ША	Междуречье Жёлтая и Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-11	ША	Среднее течение р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-6-25	ША	Верховья р. Хачимчер	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-31	ША	Верховья р. Мекчирге	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
III-4-13	ВГХО	Нижнее течение р. Буор-Юрях	ГГК R-54-XXV, XVI, 1980
V-3-28	ВГХО	Нижнее течение р. Унач	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-5-1	ВГХО	Среднее течение р. Жёлтая	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-6-2	ВГХО	Среднее течение р. Уяндина	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
VI-6-3	ВГХО	Среднее течение р. Омук-Юряге	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-5-10	ЛПК	Левобережье р. Хатыннах-Сала	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-14	ЛПК	Правобережье р. Хатынгах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
О л о в о , с е р е б р о			
V-4-26	П	Намысахкое	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
О л о в о , с е р е б р о , з о л о т о			
VI-4-8	П	Таландинское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
О л о в о , з о л о т о			
IV-4-30	ПМ	Междуречье Монне и Балаганнах	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-6-8	ПП	Среднее течение р. Хатынгах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
III-6-10	ША	Среднее течение р. Бёрёлёх (Елель)	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
VI-3-7	ВГХО	Среднее течение р. Тарынг-Юрях	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
О л о в о , з о л о т о , б о р			
VI-3-35	П	Аранасское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
О л о в о , л и т и й			
IV-6-39	ПМ	Верховья р. Хачымар	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-1-8	ПМ	Левобережье р. Селеннях	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
О л о в о , м о л и б д е н			
IV-4-2	ПМ	Верховья р. Хрома	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
О л о в о , с в и н е ц			
IV-3-18	П	Ясное	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-2-31	ПМ	Междуречье Сулкуни и Балыктах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
О л о в о , с в и н е ц , м е д ь			
III-2-12	П	Ункюр, р.	ГГК R-54-ХIII, XIV, 1978
О л о в о , с в и н е ц , ц и н к			
III-2-15	П	Северное	ГГК R-54-ХIII, XIV, 1978
IV-1-20	П	Курбанское	ГК R-54-ХIX, ХХ, 1979
IV-6-41	П	Истах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-5-11	П	Южный Берендей	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
О л о в о , в о л ь ф р а м			
IV-4-20	РМ	Вилочан, руч.	ГК R-54-ХХV, ХХVI, 1978
IV-4-21	ММ	Полярное	ГК R-54-ХХV, ХХVI, 1978
IV-4-22	РС	Омчикандя, руч.	ГК R-54-ХХV, ХХVI, 1978
IV-4-25	РМ	Дарпытчанское	ГК R-54-ХХV, ХХVI, 1978
IV-6-46	РМ	Левый берег р. Нонгондя	ГК R-54-ХVII, ХVIII, 1979
III-2-16	П	Дьютюгюн	ГГК R-54-ХIII, XIV, 1978
IV-5-25	РК	Росыпь руч. Одинокий	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-30	РП	Верховья р. Тигиляхчан	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-33	РП	Верховья р. Тигиляхчан	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-51	РП	Левый берег р. Нонгондя	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-54	РП	Левый берег р. Нонгондя	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-56	РП	Междуречье Нонгондя и Тигиляхчан	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-57	РП	Левый берег р. Нонгондя	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-6-22	РП	Порфиновая, р.; Быстрый, руч.	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-4-2	ПМ	Среднее течение р. Оймьякон	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-4-3	ПМ	Среднее течение р. Оймьякон	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016
V-4-34	ШО	Верховья р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-3-60	ШО	Бассейн р. Иолтак	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
III-5-11	ШП	Верхнее течение р. Бёрёлёх	ГК R-54-ХVII, ХVIII, 1979

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-6-29	ША	Бассейн р. Аллаиха	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-4-47	ША	Среднее течение р. Уяндина	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-5-52	ША	Среднее течение р. Жёлтая	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
О л о в о , в о л ь ф р а м , з о л о т о			
V-3-13	П	Среднее течение р. Быллат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
О л о в о , в о л ь ф р а м , б о р			
VI-3-33	П	Молодежное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
О л о в о , в о л ь ф р а м , б е р и л л и й			
VI-3-55	П	Мариинское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-56	П	Готулобын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013
О л о в о , в о л ь ф р а м , в и с м у т			
IV-5-28	МК	Одинокое	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
II-4-1	МС	Чурпунья	
IV-5-55	П	Каидмит	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
IV-5-59	П	Нонгонджинское	ГК R-54-ХVII, ХVIII, 1979
О л о в о , ц и н к , с е р е б р о			
III-1-5	П	Левый приток среднего течения р. Нэмкучэн	ГГК R-54-ХIII, ХIV, 1978
О л о в о , ц и н к , к а д м и й			
IV-5-64	П	Змейка	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
О л о в о , ц и н к , с в и н е ц			
IV-2-15	П		ГК R-54-ХXI, ХХII, 1979
О л о в о , р т у т ь			
III-1-2	ШО	Бассейн р. Кыра-Ыганя	ГГК R-54-ХIII, ХIV, 1978
III-2-4	ШО	Среднее течение р. Нучча	ГГК R-54-ХIII, ХIV, 1978
III-V-7	ША	Среднее течение р. Бёрёлөх	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Олово, ртуть, золото			
III-6-12	ШО	Бассейн р. Арга-Кыллах	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Ртуть			
VI-3-11	ММ	Среднее	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
III-3-1	П	Нучча-I	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
VI-4-25	П	Бюрюн	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
III-3-5	ПМ	Верхнее течение р. Нучча	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-3-7	ПМ	Верхнее течение р. Нучча	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
IV-2-34	ПМ	Верховья р. Дюктыююн-Юрюе	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
III-3-4	ШО	Среднее течение р. Нучча	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
III-6-8	ШО	Среднее течение р. Бёрёлёх	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-4	ШО	Среднее течение р. Аллаиха	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
V-5-31	ШО	Среднее течение р. Эстариктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-2-4	ШО	Среднее течение р. Агданья	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-2-6	ШП	Среднее течение р. Додомо	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
III-2-7	ШП	Среднее течение р. Додомо	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
III-1-6	ША	Верхнее течение р. Ыганья	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
V-4-15	ША	Верховья р. Хатыннах-Сала	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-19	ША	Верховья р. Хатыннах-Сала	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-22	ША	Верховья р. Хатыннах-Сала	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-26	ША	Верховья р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-17	ША	Среднее течение р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-22	ША	Среднее течение р. Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
Ртуть, золото			
V-3-35	ММ	Северное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-3-2	П	Крутое	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-8	П	Новое	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-9	П	Постой	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-12	П	Догор	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-15	П	Скрытое	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-22	П	Змейка	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-3-23	П	Ночное	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-24	П	Ус	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-26	П	Западное	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
V-3-37	П	Себикчан	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-40	П	Останцовое	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-41	П	Грибной	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-43	П	Сосед-III	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-46	П	Лидер	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-47	П	Ясный	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-53	П	Сосед-I	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-55	П	Белка	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-57	П	Дайковое	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-59	П	Харгичан	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-60	П	Челкаш	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-63	П	Восток	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-66	П	Близкое	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-74	П	Топкий	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
III-1-3	ШО		ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
Ртуть, олово			
V-5-45	ШП	Среднее течение р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-2	ШО	Среднее течение р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
Ртуть, сурьма, золото			
V-3-48	МС	Балгикакчанское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-31	ММ	Гал-Хая	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-3-47	П	Мир	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-3-48	П	Солонец	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-42	П	Северное	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-16	П	Раннее	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
V-3-62	П	Сухой	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-75	П	Крюк	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-3-53	ПМ	Верховья р. Моголох	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
М ы ш ь я к			
III-6-13	ПМ	Верхнее течение р. Арга-Кыллах	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
III-6-14	ПМ	Верхнее течение р. Арга-Кыллах	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-4-7	ПМ	Среднее течение р. Бақы	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-3-7	ПМ	Верхнее течение р. Быллат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-1-18	ПМ	Юрин	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-9	ПМ	Петин	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-4-37	ПМ	Верхнее течение р. Оленгнех	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
III-4-10	ШО	Среднее течение р. Хрома	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
С у р ь м а			
IV-2-21	П	Сылгы-Тиис	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-2-9	ПМ	Бассейн р. Додомо	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
IV-2-13	ПМ	Верхнее течение р. Ыганя	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-5-5	ПМ	Среднее течение р. Кюргелях	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-6	ПМ	Верховья р. Хрома	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-7	ПМ	Верховья р. Бёрёлөх	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-48	ПМ	Верховья р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-70	ПМ	Верховья р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-3-1	ПМ	Верхнее течение р. Быллат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-16	ПМ	Верхнее течение р. Быллат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010
V-3-20	ПМ	Бассейн р. Быллат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-71	ПМ	Верховья р. Инач	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-11	ПМ	Верховья р. Хатыннах-Сала	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-48	ПМ	Среднее течение р. Хапгын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-6-13	ША	Среднее течение р. Хатынгнах	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
III-4-12	ВГХО	Среднее течение р. Хрома	ГГК R-54-XV, XVI, 1980

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
<b>Сурьма, золото</b>			
V-3-17	П	Тонкичанское-1	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
<b>Сурьма, ртуть</b>			
III-3-6	П	Бир	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
<b>Сурьма, свинец, цинк</b>			
VI-3-40	П	Секдекун-I	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-58	ПМ	Среднее течение р. Моголох	ГГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
<b>Сурьма, цинк, литий</b>			
IV-1-9	ПМ	Верховья р. Нэмкучэн	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
<b>Висмут</b>			
IV-6-18	П	Горелое- I	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
II-4-3	ПМ	Среднее течение р. Тут-Балыктах	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
IV-5-57	ПМ	Бассейн р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
VI-2-21	ПМ	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
<b>Висмут, золото</b>			
IV-3-37	ПМ	Среднее течение р. Баки	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
<b>Висмут, кобальт, никель</b>			
IV-5-43	П	Болотное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
<b>Редкие металлы и редкоземельные элементы</b>			
<b>Бериллий</b>			
IV-2-22	ПМ	Верховья р. Куранах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
<b>Бериллий, вольфрам</b>			
V-2-17	П	Центрально-Такалканское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-18	П	Сетанджинское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-19	П	Тальниковое	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
<b>Литий</b>			
III-2-5	ПМ	Среднее течение р. Додомо	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
IV-1-10	ПМ	Верховья р. Арга-Сала	ГК R-54-XIX, XX, 1979
V-2-14	ПМ	Бассейн р. Антига	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
<b>Н и о б и й</b>			
VI-3-30	ПМ	Верховья р. Тарынг-Юрях	ГГК R-54-XXXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-39	ПМ	Верховья р. Томмот	ГГК R-54-XXXXIII, XXXIV, 2020
<b>К а д м и й</b>			
VI-2-16	ПМ	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-54-XXXXIII, XXXIV, 2020
<b>Т а н т а л</b>			
V-4-30	ПМ	Междуречье Дьяхтардах и Неркучан	ГГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
V-4-35	ПМ	Верховья р. Эстериктях	ГГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
<b>Г е р м а н и й</b>			
VI-4-27	ПМ	Верховья р. Олындя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
<b>Р е д к и е з е м л и</b>			
IV-6-30	ПМ	Верховья р. Эликчан	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
V-5-14	ПМ	Бассейн р. Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-47	ПМ	Бассейн р. Жёлтая	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-1	ПМ	Бассейн р. Нонгондя	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-6	ПМ	Бассейн р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-20	ПМ	Бассейн р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-26	ПМ	Верховья р. Хачимер	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-1-4	ПМ	Верховья р. Ольде	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-4-11	ПМ	Верхнее течение р. Талындя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-20	ПМ	Верховья р. Томмот	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-32	ПМ	Верховья р. Оленгнех	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-35	ПМ	Верховья р. Оленгнех	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
IV-6-54	ВГХО	Бассейн р. Донская	
VI-1-6	ЛП	Среднее течение р. Кюрбе-Юрях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-9	ЛП	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-1-19	ЛП	Верховья р. Кис-Юряге	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-22	ЛП	Верховья р. Кис-Юряге	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-25	ЛП	Верховья р. Кис-Юряге	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-22	ЛП	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-24	ЛП	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-25	ЛП	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
V-5-30	ЛПК	Бассейн р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
<b>Редкие земли, золото</b>			
VI-4-17	П	Томмотское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
V-6-3	ПМ	Среднее течение р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
<b>Редкие земли, вольфрам</b>			
VI-1-1	ШО	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
<b>Благородные металлы</b>			
<b>Золото</b>			
V-3-68	РМ	Арбат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-70	РМ	Смежная	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-43	РМ	Жёлтая	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-5	РМ	Эгеки	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-1-20	РМ	Кис-Юрях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-3-1	РМ	Звонкий	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-19	РС	Тарынг-Юрях-1	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-34	РС	Секдекун	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-37	РС	Тарынг-Юрях (Прижим)	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-54	РМ	Семычын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-64	РМ	Омчик	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-12	РМ	Извилистый	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-13	РС	Хатыннах-Сала	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-4-30	PM	Дадька	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-33	PM	Бёре	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
III-3-20	П	Лесное-Тихое	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
IV-3-12	П	Надежда	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-17	П	Горное-Ясное	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-17	П	Тулайях	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-4-31	П	Шумное	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-5-12	П	Карлик	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-35	П	Зейское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-63	П	Муникчанское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-76	П	Илар	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-77	П	Верхне-Миопчанское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-78	П	Конус-I	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-17	П	Горелое-II	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-20	П	Кий	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-24	П	Знак-I	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-3-22	П	Верховья р. Хебгырчан-Окатын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-30	П	Верховья р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-18	П	Западно-Дьяхтардахское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-2	П	Эгеки	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-1-23	П	Ветвистое	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-24	П	Халдыкча	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-7	П	Агданжинское	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-8	П	Западное	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-3-27	П	Полигон	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-28	П	Уччугей	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-32	П	Светлое	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-41	П	Восточное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-65	П	Омчик	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-29	П	Хатыннах-Сала	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
I-3-1	ПМ	Бассейн р. Муксунуоха	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
I-3-5	ПМ	Бассейн р. Муксунуоха	ГГК R-53-(55)-Депутатский., 1992
III-2-13	ПМ	Верховья р. Кыра-Ыганья	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-1-19	ПМ	Бассейн р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-1-24	ПМ	Бассейн р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-16	ПМ	Междуречье верховьев Додомо и Ыганья	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-2-20	ПМ	Междуречье верховьев Додомо и Ыганья	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-5-22	ПМ	Верхнее течение р. Бёрёлёх	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-65	ПМ	Верховья р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-75	ПМ	Бассейн р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-36	ПМ	Верховья р. Эликчан	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-47	ПМ	Бассейн р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-4-23	ПМ	Верховья р. Монне	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-4	ПМ	Бассейн р. Бёрёлёх	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-34	ПМ	Верховья р. Хачымар	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-1-4	ПМ	Верховья р. Антига	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-1-15	ПМ	Междуречье Кюрбе-Юрях и Лохтуя	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-7	ПМ	Верховья р. Иргичэн	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-16	ПМ	Бассейн р. Тирехтях	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-4-20	ПМ	Верховья р. Хатыннах-Сала	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-27	ПМ	Верховья р. Турах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-37	ПМ	Верховья р. Дьяхтардах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-44	ПМ	Междуречье Уяндина и Эстериктях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-15	ПМ	Верхнее течение р. Хатыннах-Сала	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-33	ПМ	Среднее течение р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-41	ПМ	Междуречье Эстериктях–Жёлтая	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-1-11	ПМ	Мэн	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-28	ПМ	Ат	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-2	ПМ	Цоколь	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-3	ПМ	Третий	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-10	ПМ	Дубль	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-4-2	ПМ	Среднее течение р. Уяндина	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-4	РП	Сакынджа-1	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-10а	РП	Нальчан	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-3-17	РП	Буоллага	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-18	РП	Верховья р. Агданья	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-43	РП	Сычаган	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-46	РП	Сетанджа	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-50	РП	Солорюн	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-51	РП	Омук, руч.	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-59	РП	Среднее течение р. Моголох	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-9	РП	Амнытыння	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-10	РП	Таландя-1	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-16	РП	Верховья р. Талындя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-18	РП	Верхнее течение р. Санга-Сян	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-24	РП	Бассейн р. Олындя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-28	РП	Верховья р. Томмот	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
IV-1-14	ШО	Верховья р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
VI-3-52	ШО	Верховья р. Иолтак	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-6-32	ШО	Верховья р. Гусиная	ГГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
VI-4-1	ШО	Среднее течение р. Уяндина	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
III-3-14	ШП	Среднее течение р. Эйкич	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
IV-1-3	ШП	Верховья р. Нэмкучэн	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-1-4	ШП	Верховья р. Нэмкучэн	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-1-22	ШП	Верховья р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-1-23	ШП	Бассейн р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-1-25	ШП	Бассейн р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-1-27	ШП	Бассейн р. Иргичэн	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-11	ШП	Верхнее течение р. Ыганья	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-19	ШП	Верховья р. Куранах	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-25	ШП	Бассейн р. Сулкуни	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-6-15	ШП	Среднее течение р. Аллаиха	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-38	ШП	Верховья р. Хачьмар	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-1-1	ШП	Верховья р. Чубукулах	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-1-10	ШП	Бассейн р. Селеннях	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
VI-3-6	ШП	Верховья р. Тарынг-Юрях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
III-3-16	ША	Верхнее течение р. Нучча	ГК R-54-XV, XVI, 1980
III-3-18	ША	Верхнее течение р. Нучча	ГК R-54-XV, XVI, 1980
III-3-22	ША	Верхнее течение р. Тенкели	ГК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-14	ША	Верхнее течение р. Тенкели	ГК R-54-XV, XVI, 1980
III-4-19	ША	Верхнее течение р. Буор-Юрях	ГК R-54-XV, XVI, 1980
IV-3-25	ША	Среднее течение р. Баки	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-28	ША	Среднее течение р. Баки	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-33	ША	Среднее течение р. Баки	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-35	ША	Верховья р. Балаганнах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-3-36	ША	Среднее течение р. Куранах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-4-29	ША	Верхнее течение р. Мохсоголлох	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-5-1	ША	Верхнее течение р. Кюргелях	ГТК R-54-XXIII, XXIV, в издании
IV-6-4	ША	Верховья р. Арга-Кыллах	ГТК R-54-XXIII, XXIV, в издании
IV-6-19	ША	Среднее течение р. Аллаиха	ГТК R-54-XXIII, XXIV, в издании
V-1-13	ША	Среднее течение р. Селеннях	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-1-14	ША	Верховья р. Лохтуя	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-2-21	ША	Верховья р. Хулидюн	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-3-15	ША	Среднее течение р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-4	ША	Среднее течение р. Буор-Юрях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-9	ША	Среднее течение р. Уяндына	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010
V-4-18	ША	Верховья р. Хатыннах-Сала	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-36	ША	Среднее течение р. Дьяхтардах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-38	ША	Верхнее течение р. Эстариكتях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-40	ША	Верхнее течение р. Эстариكتях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-6-24	ША	Среднее течение р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-1-2	ША	Бассейн р. Кюрбе-Юрях	ГТК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-5	ША	Бассейн р. Кюрбе-Юрях	ГТК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-7	ША	Среднее течение р. Селеннях	ГТК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-10	ША	Верховья р. Бургунгундя	ГТК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-13	ША	Верховья р. Бургунгундя	ГТК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-19	ША	Среднее течение р. Селеннях	ГТК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-23	ША	Верховья р. Сечан	ГТК R-54-XXXI, XXXII, 2015

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-1-26	ША	Верховья р. Няннели	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-27	ША	Верховья р. Няннели	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-29	ША	Верховья р. Няннели	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-2-14	ША	Среднее течение р. Селеннях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-15	ЛП	Верховья р. Саханья	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-1-16	ЛП	Бассейн р. Саханья	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
V-4-45	ЛГК	Среднее течение р. Уяндина	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-50	ЛГК	Бассейн р. Хапгын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-3-66	ЛГК	Бассейн р. Иолтак	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Золото, серебро			
V-3-21	П	Среднее течение р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-24	П	Среднее течение р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-26	П	Среднее течение р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-45	П	Среднее течение р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-50	П	Верховья р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-54	П	Верховья р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-58	П	Верховья р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-64	П	Верховья р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-3-10	П	Тугут	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Золото, серебро, кобальт			
IV-5-73	П	Камень	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-81	П	Конус-III	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Золото, серебро, свинец			
IV-5-10	П	Кюргэлээхское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-11	П	Центральное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-15	П	Вершинное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-17	П	Нюльку	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-18	П	Протон	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-19	П	Алтинское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-5-27	П	Ясное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-71	П	Аршум	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-52	П	Курумное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-3-61	П	Верховья р. Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-4-34	П	Лепесток	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Золото, серебро, сурьма			
VI-3-38	П	Нинкат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Золото, серебро, олово			
IV-5-82	П	Южное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-43	П	Правохачымарское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Золото, серебро, вольфрам			
IV-5-52	П	Элинджинское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Золото, висмут			
VI-4-38	ПМ	Верховья р. Оленгнех	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Золото, висмут, кобальт			
IV-5-49	П	Тайна	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-53	П	Иирэ	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-60	П	Улуу	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-62	П	Михшор	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-23	П	Знак-II	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-25	П	Порфиговое	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Золото, кобальт			
IV-5-61	П	Северное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-74	П	Массивное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-79	П	Миопчанское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-83	П	Тыал	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-1-28	ПМ	Верхне-Гирибдичанское	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-6-37	ПМ	Верховья р. Гусиная	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Золото, ртуть			
V-3-32	П	Междуречье Себикчан и Тирехтях	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-69	П	Арбат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-3-5	П	Удачное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-13	П	Малыш	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
IV-6-11	ПМ	Среднее течение р. Аллаиха	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-12	ПМ	Среднее течение р. Аллаиха	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
III-3-15	ША	Верховья р. Нучча	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
V-1-11	ША	Междуречье Ольде и Селленях	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
Золото, ртуть, сурьма			
VI-3-14	П	Сибичан	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Золото, свинец, цинк			
IV-5-68	П	Солнечное-II	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-26	П	Ауцелловое	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-6-16	П	Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-4-19	П	Бутон	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013
Золото, сурьма			
IV-5-3	П	Гэдэладичанское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-42	П	Верхне-Хачымарское	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-44	П	Аяка I	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-3-72	П	Звонарь	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-3-3	П	Пологое	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
III-2-8	ПМ	Верхнее течение р. Нучча	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
IV-6-5	ПМ	Верховья р. Арга-Кыллах	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-3-8	ПМ	Верхнее течение р. Быллат	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
Золото, вольфрам			
IV-5-8	П	Эликчанское-I	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-9	П	Эликчанское-II	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-27	П	Начальное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-4-29	ША	Верховья р. Эстериктах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
Золото, вольфрам, висмут			
V-4-5	П	Междуречье Хатыннах-Сала и Оймякон	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-6	П	Междуречье Хатыннах-Сала и Оймякон	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Золото, вольфрам, олово			
IV-5-39	П	Ветвистое-1	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-50	П	Шейк	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Золото, олово			
III-1-1	ША	Низовья р. Ыганья	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
V-6-33	ША	Среднее течение р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
Золото, олово, ртуть			
III-2-1	ШО	Среднее течение р. Нучча	ГГК R-54-XIII, XIV, 1978
Серебро			
IV-5-69	П	Шумное	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-2-10	ПМ		ГК R-54-XXI, XXII, 1979
IV-5-16	ПМ	Верховья р. Куранах	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-42	ПМ	Междуречье Бёрёлёх и Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-5-72	ПМ	Верховья р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
V-4-16	ПМ	Верховья р. Хатыннах-Сала	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-5-13	ПМ	Верховья р. Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-29	ПМ	Верхнее течение р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
IV-5-86	ВГХО	Верховья р. Нонгондя	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
Серебро, медь, цинк			
IV-3-21	ПМ		ГК R-54-XXI, XXII, 1979
Серебро, свинец, цинк			
V-6-5	П	Басыгырдахское 1	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-4-6	ПМ	Верховья р. Хапгын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-40	ПМ	Верховья р. Оленгнех	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Платина			
V-5-4	ПМ	Кюрюэлях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-36	ПМ	Среднее течение р. Эстериктях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-5-44	ПМ	Бурхаан	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-48	ПМ	Лево-Уяндинское	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
VI-4-5	ПМ	Право-Уяндинское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
<b>Радиоактивные элементы</b>			
У р а н			
V-4-24	ПМ	Верховья р. Дьяхтардах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
У р а н, редкие земли			
IV-5-37	П	Тиглякчанское-I	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
IV-6-31	П	Тиглякчанское-II	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
У р а н, торий			
V-6-12	ПМ	Среднее течение р. Хатынгнах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
У р а н, вольфрам			
V-4-33	ПМ	Верховья р. Эстериктах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Пьезооптические материалы</b>			
К в а р ц			
III-4-21	П	Междуречье Хрома и Багы	ГК R-54-XV, XVI, 1980
V-5-1	ПМ	Верховья р. Буор-Юрях	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-6-9	ПМ	Верховья р. Рюмкалах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
<b>Химическое сырье</b>			
Ф л ю о р и т			
V-5-21	П	Междуречье Хатыннах-Сала и Эстериктах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-3-25	ПМ	Среднее течение р. Тирехтах	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
Б а р и т			
IV-2-30	П	Низовья р. Балыктах	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
Б о р, о л о в о			
VI-3-44	ПМ	Верховья р. Чыбагалах	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
<b>Горнотехническое сырье</b>			
Асбест			
VI-3-31	ПМ	Верховья р. Сакындя	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-3-62	ПМ	Верховья р. Иолтак	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Тальк			
V-5-49	П	Междуречье Жёлтая и Уяндина	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
Драгоценные и поделочные камни			
VI-4-4	ПМ	Верховья р. Хапгын	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
VI-4-23	П	Верховья р. Томмот	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
Бивни			
III-5-2	П	Верховья р. Хрома	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
III-6-9	П	Низовья р. Бёрёлёх	ГК R-54-XVII, XVIII, 1979
<b>Строительные материалы</b>			
<b>Магматические породы</b>			
Кислые интрузивные породы			
V-2-12	ММ	Суланечанское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
<b>Карбонатные породы</b>			
Известняк			
V-4-25	ММ	Исток	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-31	ММ	Сохатиное	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
<b>Глинистые породы</b>			
Глины и суглинки кирпичные			
IV-3-39	ММ	Правобакыньское	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
V-1-2	ММ		ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-1-3	ММ	Чубукулахское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-3-3	ММ	Удегейское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-3-5	ММ	Чайдахское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
<b>Глины и суглинки керамзитовые</b>			
V-2-8	ММ	Снегирь	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
<b>Гравийно-галечный материал</b>			
V-1-9	МК	Эбэ, оз.	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-2-36	ММ	Второе	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-2-37	ММ	Первое	ГК R-54-XIX, XX, 1979
IV-3-38	ММ	Иргичанское	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
<b>Гравийно-галечный материал, песок строительный</b>			
IV-2-35	П	Косовое	ГК R-54-XIX, XX, 1979
<b>Песчано-гравийный материал</b>			
III-3-8	ММ	Тенкели, р.	ГГК R-54-XV, XVI, 1980
IV-4-12	ММ	Верховья р. Баки	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-3-11	ММ	Быллатское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
<b>Песок строительный</b>			
IV-4-8	ММ	Верхнебакинское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
V-3-9	ММ	Колоничанское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-7	ММ	Оймяконское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
IV-3-40	П	Бакинское	ГК R-54-XXI, XXII, 1979
V-3-10	ММ	Быллатское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
VI-2-20	П	Междуречье Сечан и Селенях	ГГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
<b>Песчаник</b>			
V-2-4	ММ	Депутатское	ГК R-54-XXV, XXVI, 1978
IV-2-33	ММ	Створное	ГК R-54-XIX, XX, 1979
V-3-4	ММ	Орловское	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф

Принятые сокращения: Коренные месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое; РМ – россыпное месторождение. Россыпные месторождения: РК – крупное, РС – среднее, РМ – малое. Промышленная освоенность месторождений: Э – эксплуатируемое, О – отработанное.

П – проявление, РП – россыпное проявление; ПМ – пункт минерализации; ШО – шлиховой ореол; ШП – шлиховой поток; ША- точечная шлиховая аномалия; ПГХО – первичный литохимический ореол, ВГХО – вторичный литохимический ореол; ГХО – гидрохимическое опробование; ЛГК – литохимическое опробование коренных пород.



**Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений месторождений и проявлений полезных ископаемых листа R-54 Государственной геологической карты Российской Федерации**

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных
				A	B	C <sub>1</sub>	A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	
II-4-1	Месторождение среднее Чурпунья	Sn	т				6849	13 667	5			РКЗ 1993 г. № 413, ТКЗ 2007 г. № 64
		WO <sub>3</sub>	т					515				
		Bi	т					484				
II-4-2	Месторождение среднее Чурпунья россыпь (Хонордох) + Кондор и Абрек	Sn	т					6652				ГИС-Атлас «Недра России»
1.0.3	Тенкелийский оловорудно-россыпной узел	Sn	тыс. т								215,2*	Паспорт УПО № 5661300
III-3-11	Россыпь р. Тенкели	Sn	т				7246	6				ГИС-Атлас «Недра России»
III-4-7	Россыпное среднее месторождение им. Смольникова	Sn	т	5202								
III-4-10	Россыпь руч. Озерный	Sn	т				3881					
III-3-10	Россыпь Суор-Дорожный	Sn	т				8790					ГКЗ 1973 г. № 6983, РКЗ 2001 г. № 542
2.0.1	Укалчиканский свинцово-цинково-оловорудно-россыпной узел	Sn	тыс. т						9	29	264*	Авторские расчеты
		Ag	т								149*	
IV-2-4	Месторождение Укалчикан-II	Sn	тыс. т						9	29		[ГК R-53-(55) – Депутатский, 1992]
III-4-18	Россыпь ручьев Перевальный, Кельтегей, Светлый	Sn	т				269					[ГК R-53-(55) – Депутатский, 1992]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных
				A	B	C <sub>1</sub>	A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	
III-4-17	Россыпь руч. Крайний	Sn	т				35					Забалансовые запасы (1175 т)
2.0.2	Ыганнинский свинцово-цинково-оловорудный потенциальный узел	Ag	т								72,4*	Паспорт УПО № 5661302
		Sn	тыс. т								129,1*	
2.0.3	Алтинский цинк-свинец-серебро-золоторудный потенциальный узел	Au	т								55,2*	ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
2.0.4	Бакы-Куранахский цинк-свинец-оловорудно-россыпной узел	Sn	тыс. т								165*	Паспорт УПО № 5661301
2.0.5	Омчикандинский висмут-вольфрам-оловорудно-россыпной узел	Sn	тыс. т								315	ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
		W	тыс. т								37	
		Bi	тыс. т								21	
IV-5-28	Месторождение Одинокое	Sn	тыс. т				125,79	1,77	5			ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
		W	тыс. т				10,3	0,25				
		Bi	тыс. т				6,81	0,06				
IV-4-22	Россыпь руч. Омчикандя	Sn	т				8486	990				ГК R-53-(55), 1992
IV-5-25	Одинокий, россыпь	Sn	т				50 861	0,99		3		ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
		WO <sub>3</sub>	т				2787					
		Bi	т				173					
		In	т				5					
IV-5-18	Проявление Протон	Au	т							13,7		ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
		Ag	т							45		
		Pb	тыс. т								17,7	

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных
				A	B	C <sub>1</sub>	A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	
2.0.6	Порфиновый золоторудный потенциальный узел	Au	т								33,2*	ГК R-54-XXIII, XXIV, в издании
IV-6-22	Россыпь р. Порфировая	WO <sub>3</sub>	т							278		Чалых, 1978ф
2.0.7	Депутатский серебро-цинк-свинец-оловорудно-россыпной узел	Sn	тыс. т				293		86	7	80	[ГК R-53-(55) – Депутатский, 1992]; [Николаев, 2021] (Справка о балансах)
		Pb	тыс. т						4,3			
		Ag	т							165	2500	
		Bi	тыс. т								5	
V-2-5	Месторождение Депутатское	Sn	тыс. т				198	57	86	7		
		In	т					513,3				
V-2-1	Россыпи Депутатского месторождения	Sn	т				1563					ГИС-Атлас «Недра России»
V-1-5	Россыпь Тасаппа	Sn	т				50 861					ГК R-53-(55), 1992
V-1-7	Россыпь руч. Мамонт	Sn	т				2914					ГК R-53-(55), 1992
V-2-3	Проявление Мирное I	Sn	тыс. т						1			
V-2-9	Месторождение Быллатское	Pb	тыс. т				7					ГК R-54-XXXV, XXVI, 1978
V-3-2	Проявление Юбилейное	Pb	тыс. т						4,3	4,6		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
		Ag	т							165		
V-3-18	Проявление Тонкичанское-2	Sb	тыс. т							10		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
3.0.1	Истахский вольфрам-олово-золоторудно-россыпной узел	Au	т								41,5*	Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
		Sn	тыс. т								180,6*	

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных	
				A	B	C <sub>1</sub>	A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		
IV-6-41	Проявление Истах	Sn	тыс. т								9,14		R-54-XXIII,XXIV, в издании
		Pb	тыс. т								55,14		
		Zn	тыс. т								155,7		
		Cu	тыс. т								13,7		
		Ag	тыс. т								1,1		
		Bi	тыс. т								0,34		
		As	тыс. т								6,79		
		Co	тыс. т								11,23		
V-2-17	Проявление Центрально-Такалканское	Be	тыс. т					1126					ГК R-53-(55), 1992
3.0.2	Илин-Эмнекенский кобальт-серебро-золоторудный узел	Au	т								30*		Данилов В. Г., Афанасьева Е. В. и др., 2018ф
3.0.3	Буор-Юряхский вольфрам-золоторудный потенциальный узел	Au	т								43,5*		Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф
V-4-14	Маргынское проявление	Pb	тыс. т						36,6	186			ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
		Zn	тыс. т						6	250			
		Ag	т							250			
		Au	т							2,4			
3.0.4	Эгекитский медь-олово-золоторудно-россыпной узел	Au	т								118		Данилов В. Г., Афанасьева Е. В., Шульгина В. С. и др., 2016ф
V-5-2	Проявление Эгеки	Au	т							53,6			ГК R-54-XXIX, XXX, в издании
		Bi	тыс. т							14,7			

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных	
				A	B	C <sub>1</sub>	A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		
V-5-9	Проявление Северный Берендей	Cu	тыс. т						59			Протокол ЦНИГРИ № 2 от 20.12.2011	
		Sn	тыс. т						0,336	17,53			
3.0.5	Чукская серебро-золоторудная потенциальная зона	Au	т								33*	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф	
		Ag	т								76,5*		
3.0.8	Халдыкчанский золоторудно-россыпной узел	Sn	тыс. т								20	ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015	
		Au	т								22		
		W	тыс. т										5
		Mo	тыс. т										2
VI-1-20	Россыпь Кис-Юрях	Au	т							1,5			
VI-1-23	Проявление Ветвистое	Au	т						3,4	13,7			
<b>4.1 Au,Hg Селенняхский ртутно-золоторудно-россыпной район</b>													
4.1.1	Дяпкичанский золото-сурьмяно-ртутнорудный узел	Hg	тыс. т								7,7	Аулов Б. Н., Довыденко Г. М., Иваненко Г. В. и др, 2006ф	
		Au	т								50,2		
V-3-31	Месторождение Гал-Хая	Hg	т			362	98				75	ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015	
		Au	т							0,423			
V-3-35	Месторождение Северное	Hg	т			171					240		
VI-2-7	Агданжинское проявление	Au	тыс. т						1,2			ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015	
4.1.2	Калычанский сурьмяно-золотортутный узел	Au	т								144	Денисов Г. В., 2006	
V-3-48	Месторождение Балгикакчанское	Hg	тыс. т					49		0,2		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015	

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных
				A	B	C <sub>1</sub>	A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	
V-3-69	Проявление Арбат	Au	т						3,144	1,874		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
VI-3-13	Проявление Малыш	Au	т					0,397	1,254			ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
		Hg	тыс. т					0,409	0,8			
VI-3-15	Проявление Скрытое	Hg	тыс. т					0,022	0,326	0,45		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
VI-3-12	Проявление Догор	Hg	тыс. т					0,224		0,35		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
VI-3-3	Проявление Пологое	Au	т						6,204	6,5		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
VI-3-9	Проявление Постой	Hg	тыс. т							0,168		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
VI-3-8	Проявление Новое	Hg	тыс. т							0,06		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
VI-3-2	Проявление Крутое	Hg	тыс. т					0,077				ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
VI-3-16	Проявление Раннее	Hg	тыс. т					0,052		0,2		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
VI-3-11	Месторождение Среднее	Hg	тыс. т			0,102			0,177	0,2		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
1 (на схеме)	Калычанское золотороссыпное поле	Au	кг			95			48	1016	907	ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
2 (на схеме)	Тарынг-Юряхское золотороссыпное поле	Au	кг			1189		26	140	738	1340	ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
3 (на схеме)	Буоллагское золотороссыпное поле	Au	кг							391	750	ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных
				А	В	С <sub>1</sub>	А+В+С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>	Р <sub>1</sub>	Р <sub>2</sub>	Р <sub>3</sub>	
4 (на схеме)	Секдекунское золотороссыпное поле	Au	кг			979		38		457,5	230	ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
5 (на схеме)	Сычаганское золотороссыпное поле	Au	кг							883	185	ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
6 (на схеме)	Моголохское золотороссыпное поле	Au	кг			448			233	605	2043	ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
7 (на схеме)	Таландинское золотороссыпное поле	Au	кг			95			96	2532	600	ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
8 (на схеме)	Хатыннах-Салинское золотороссыпное поле	Au	кг			614		11	1548	552		ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015
VI-3-33	Проявление Молодежное	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	тыс. т						1,503			ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-35	Проявление Аранаское	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	тыс. т						1,44			
4.1.3	Тарынг-Юряхский ртутно-сурьяно-золоторудно-россыпной узел	Au	т								48,6	Вишневская Р. И., Костюк В. Н., Третьяков Ф. Ф., 1997ф
VI-3-22	Проявление Змейка	Hg	тыс. т					0,027		0,05		ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-24	Проявление Ус	Hg	тыс. т							0,0016		ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-27	Проявление Полигон	Hg	тыс. т							1,6		ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
		Au	т							50		
VI-3-28	Проявление Уччугей	Hg	тыс. т					0,005		0,015		ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020
VI-3-26	Проявление Западное	Hg	тыс. т					0,009		0,02		ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных	
				A	B	C <sub>1</sub>	A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>		
4.1.4	Томмотское редкометалльно-редкоземельное рудное поле	TR <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	тыс. т									135,28	Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	тыс. т									1,166	
		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	тыс. т									5,83	
		BeO	тыс. т									1,17	
		ThO <sub>2</sub>	тыс. т									139,94	
VI-4-17	Томмотское проявление	TR	тыс. т							13,9	34,32		
		ThO <sub>2</sub>	тыс. т							0,94	5,56		
		Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	тыс. т							0,22	0,052		
		Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	тыс. т							0,95	4,5		
		BeO	тыс. т							0,642	0,139		
4.1.5.	Олындинский золоторудно-россыпной узел	Au	т								140,9	[Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Афанасьева Е. В. и др., 2013ф]	
VI-4-29	Проявление Хатыннах-Сала	Au	т							33		[ГК R-54-XXXIII, XXXIV, 2020]	
4.1.6	Чибагалахский борато-оловорудно-россыпной узел	Sn	тыс. т									125	[ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015]
		Au	т									2,7	
		B	тыс. т									165	
VI-2-15	Чибагалхское месторождение	Sn	тыс. т					8,8	35			[ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015]	
VI-2-11	Проявление Чибагалах-II	Sn	тыс. т							12		[ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015]	
VI-2-12	Проявление Ваденей	Sn	тыс. т							10,5		[ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015]	



Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных
				A	B	C <sub>1</sub>	A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	
VI-2-13	Россыпь Маяк (касситерит)	Sn	т							180		ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
4.1.7	Солорюнский ртутно-сурьмяно-золоторудно-россыпной узел	Au	т								7	[Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф]
4.0.1	Дьяхтардахский золото-свинцово-оловорудный узел	Sn	тыс. т					20		18		[Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф]
		Ag	т						12	15		
V-4-16	Тирехтяхская россыпь	Sn	тыс. т			13	13					[ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]
		WO <sub>3</sub>	тыс. т					1,05				
		In	т					1,2				
V-4-21,23	Россыпь руч. Крутой	Sn	т			1154	1154					[Бредюк Ю. К. и др., 1999ф]
V-4-22	Намысахская россыпь	Sn	т			387	387					[ГК R-53-(55), 1992]
V-4-19	Дьяхтардахское среднее месторождение	Sn	тыс. т			14	14		4,1	10		[ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015; Денисов Г. В., 2006; Бредюк Ю. К. и др., 1999ф]
		Bi	тыс. т						0,07		10	
		Ag	т								50	
V-4-18	Западно-Дьяхтардахское проявление	Au	т						8	52		[ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]
V-4-26	Проявление Намысах	Sn	тыс. т						3,5	40		[ГК R-54-XXVII, XXVIII, 2015]
		Ag	т							790		
		Bi	тыс. т							1,57		
		Be	тыс. т							1,33		
		In	тыс. т							0,886		

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы					Ресурсы			Источник данных
				A	B	C <sub>1</sub>	A+B+C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>3</sub>	
0.2.	Уяндинский буроугольный район	УБ	млн т								2800	[Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф]
V-3-67	Уяндинское малое месторождение	УБ	млн т	0,821	0,858	5,338	7,017	2,94	62	16	43	[Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф]
V-3-19	Эликчанское малое месторождение	УБ	млн т			12,987		15,683	909		1800	[Петров Ю. Н., Шульгина В. С., Симонова Л. С. и др., 2010ф]
<b>Вне района</b>												
IV-3-41	Малое месторождение Оттур-Кюэль	Торф	млн м <sup>3</sup>					1				[Толстов, 1954ф]
VI-3-28	Правоомчикандинское малое месторождение	УБ	млн т							150		[ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015]

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа R-54**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
<b>Твердые горючие ископаемые</b>	Уголь бурый	P <sub>1</sub>	971
		P <sub>2</sub>	166
		P <sub>3</sub>	4643
<b>Цветные и редкие металлы</b>	Медь	P <sub>1</sub>	59
		P <sub>3</sub>	13,7
	Свинец	P <sub>1</sub>	40,9
		P <sub>2</sub>	263,44
	Цинк	P <sub>1</sub>	6
		P <sub>2</sub>	405,7
	Кобальт	P <sub>2</sub>	11,23
	Молибден	P <sub>3</sub>	2
	Вольфрам	P <sub>3</sub>	315
	Олово	P <sub>1</sub>	268
		P <sub>2</sub>	336
		P <sub>3</sub>	2167,6
	Ртуть	P <sub>1</sub>	0,91
		P <sub>2</sub>	319,1
		P <sub>3</sub>	7,7
	Сурьма	P <sub>2</sub>	10
	Висмут	P <sub>1</sub>	0,07
		P <sub>2</sub>	16,6
		P <sub>3</sub>	32,8
	Бериллий	P <sub>1</sub>	0,642
		P <sub>2</sub>	1,469
		P <sub>3</sub>	1,17
	Редкие земли	P <sub>1</sub>	13,9
		P <sub>2</sub>	34,3
		P <sub>3</sub>	135,28
	Тантал	P <sub>1</sub>	0,22
		P <sub>2</sub>	0,052
		P <sub>3</sub>	1,166
	Ниобий	P <sub>1</sub>	0,95
		P <sub>2</sub>	4,5
		P <sub>3</sub>	5,83
	Индий	P <sub>2</sub>	0,886

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
<b>Благородные металлы</b>	Золото	P <sub>1</sub>	25,3
		P <sub>2</sub>	185,9
		P <sub>3</sub>	775,7
	Серебро	P <sub>1</sub>	12
		P <sub>2</sub>	1266,1
		P <sub>3</sub>	4761,5
<b>Радиоактивные металлы</b>	Торий	P <sub>1</sub>	0,94
		P <sub>2</sub>	5,56
		P <sub>3</sub>	139,94
<b>Неметаллические ископаемые</b>	Мышьяк	P <sub>2</sub>	6,79
	Бор	P <sub>1</sub>	2,943
		P <sub>3</sub>	165

Примечание. Данные по горючим полезным ископаемым приведены в млн т, по благородным металлам – в т, по остальным видам полезных ископаемых – в тыс. т.

**Переоцененные или впервые выделенные объекты полезных ископаемых  
и их прогнозные ресурсы по листу R-54**

Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям*		Баланс ресурсов по результатам работ (+), (-)	Рекомендации по дальнейшим работам
	на начало работ	по результатам работ		
Тенкелыйский оловорудно-россыпной узел	–	P <sub>3</sub> – 215,2 (Sn)	+P <sub>3</sub> – 215,2 (Sn)	Поисковые работы, III очередь
Ыганнинский свинцово-цинково-оловорудный потенциальный узел	–	P <sub>3</sub> – 128,5 (Sn) P <sub>3</sub> – 6,3 (Pb) P <sub>3</sub> – 72,4 (Ag)	+P <sub>3</sub> – 128,5 (Sn) +P <sub>3</sub> – 6,3 (Pb) +P <sub>3</sub> – 72,4 (Ag)	Поисковые работы, II очередь
Бакы-Куранахский цинк-свинец-оловорудно-россыпной узел	–	P <sub>3</sub> – 165 (Sn) P <sub>3</sub> – 8 (Pb) P <sub>3</sub> – 92,6 (Ag)	+ P <sub>3</sub> – 165 (Sn) +P <sub>3</sub> – 8 (Pb) +P <sub>3</sub> – 92,6 (Ag)	Поисковые работы, II очередь

Примечание. Единицы измерения прогнозных ресурсов: серебро – т; олово, свинец – тыс. т.

**Список скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований  
листа R-54 – Депутатский**

Номер клетки	Номер на карте	Авторский номер	Адрес	Источник по списку литературы
I-4	1	21	Оз. Урюнг-Улах	Бакулина, Жарикова, 1989
II-4	2	Ч-1	Левобережье р. Сюрюктях, к северу от горы Чурпуння	Логинова, 1982ф, Легенда Яно-Индибирской, 2000
III-2	3	T-21	Левобережье нижнего течения р. Нучча	Труфанов, 1971ф, лист XIII, XIV
III-6	4	11	Междуречье Хрома–Бёрёлёх, восточный берег оз. Тикян	Смирнов, 1970ф, лист XVII, XVIII
III-3	5	32 линии 356	Левый берег р. Тенкели в 6 км ниже устья р. Эйкич	ГК R-54-XV, XVI, 1980
V-1	6	C-1	Правый берег р. Селеннях в районе пос. Сайлык	Сметанникова, 1992ф
V-1	7	4967	Русло р. Тирехтях (левый приток р. Селеннях) в 12 км выше устья	Сметанникова, 1992ф
V-1	8	4982	Правый берег р. Селеннях ниже устья р. Хайырдах	Сметанникова, 1992ф
V-3	9	4951	Водораздел руч. Быллат и Хебгырчан–Окатын, правых притоков р. Уяндина	Сметанникова, 1992ф
V-3	10	4952	Водораздел руч. Быллат и Хебгырчан–Окатын, правых притоков р. Уяндина	Сметанникова, 1992ф
V-3	11	C-4	Левый берег р. Инач вблизи устья р. Балгикакчан	Сметанникова, 1992ф
V-6	12	42	Левобережье р. Хатынгнах	Беймарт С.В., 1973ф
V-6	13	39	Левобережье р. Хатынгнах, междуречье Мекчирге–Кирдик	Беймарт С.В., 1973ф
VI-2	14	17	Река Чибাগалах в 3,3 км от устья	ГК R-54-XXXI, XXXII, 2015
VI-3	15	7 (III-32)	Река Прав. Омчикандя (правый исток р. Агданья)	ГК R-54-XXXIII, XXXIV, в издании)
VI-4	16	27	Река Сычаган, правый приток р. Томмот	ГК R-54-XXXIII, XXXIV, в издании

**Список опорных разрезов и скважин, показанных  
на карте четвертичных образований листа R-54 – Депутатский**

Номер клетки	Номер на карте	Название по источнику	Местоположение:	Источник по списку литературы
II-1	1	Обн. 261	Протока Чубуку	[Коротков, 1983ф]
II-2	2	Обн. 231	Нижнее течение р. Нуччи	[Коротков, 1983ф]
II-2	3	Обн. 228	Среднее течение р. Нуччи	[Коротков, 1983ф]
III-6	4	Скв-11	Оз. Тикян	[ГТК XVII, XVIII, 1979]
III-5	5	Обн. 4021	Река Хрома	[Башлавин, 1983ф]
IV-5	6	Скв. 24	Левобережье р. Нонгондя	[Данилов, 2018ф]
V-1	7	Обн. 4086	Левый приток р. Чубукулах	[Пышко, 2002ф]
V-1	8	Шурф 12	Верховье левого притока р. Селеннях	[Пышко, 2002ф]
V-1	9	Обн. 4196	Верховье правого притока р. Селеннях	[Пышко, 2002ф]
V-3	10	Обн. 22	Правобережье р. Сакиндя	[Петров, 2010ф]
V-1	11	Обн. 4014	Водораздел правых притоков р. Селеннях	[Пышко, 2002ф]
V-1	12	Обн. 4923	Правый приток р. Селеннях	[Пышко, 2002ф]
VI-3	13	Обн. 4	Река Тарынг-Юрях	[Петров, 2013ф]
VI-1	14	Обн. 35	Река Неннели	[Маланин, 2001ф]

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-III,IV	L2001-2419	Гранит порфировидный святоносского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Муксунуоха-Тас массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	105,9 ± 0,8	488 050,67	7 968 492,27	Layer 2001, т.н. 2419
R-54-IX,X	L2001-9111/3-1	Гранит святоносского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Хамнаньинский шток)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	104,1 ± 0,7	502 789,45	7 887 965,87	Layer 2001, т.н. 9111/3-1
R-54-IX,X	L2001-9111/3-2	Гранит святоносского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Хамнаньинский шток)	Роговая обманка	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	81,5 ± 3,5	502 789,45	7 887 965,87	Layer 2001, т.н. 9111/3-2
R-54-XV,XVI	10	Гранит биотитовый святоносского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Нюлькучанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	108,8 ± 0,8	520 559,40	7 828 668,23	Настоящая работа, т.н. 10
R-54-XV,XVI	7-340	Гранит биотитовый святоносского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Нюлькучанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	109,3 ± 0,5	519 939,01	7 830 243,78	Настоящая работа, т.н. 7-340
R-54-XV,XVI	8-572	Андезит хуламинского гипабиссального комплекса трахидолерит-монцодиоритового (дайка, прорывающая Нюлькучанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	120 ± 1	520 451,76	7 830 225,74	Настоящая работа, т.н. 8-572



Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XV,XVI	L2001-14-08/100	Гранит биотитовый омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Бакынский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	120,2 ± 0,9	516 064,65	7 772 657,84	Layer 2001, т.н. 14-08/100
R-54-XV,XVI	L2001-2412	Гранит святоносского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Нюлькучанский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	107,8 ± 0,8	519 216,97	7 829 982,65	Layer 2001, т.н. 2412
R-54-XIX,XX	3044	Диорит кварцевый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Чапальский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	132,6 ± 1,2	405 726,21	7 713 014,74	Настоящая работа, т.н. 3044
R-54-XIX,XX	3054-1093	Гранит-порфир эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Явтахский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	124,9 ± 1,3	388 872,70	7 741 748,87	Настоящая работа, т.н. 3054-1093
R-54-XIX,XX	3064-751	Гранодиорит амфибол-биотитовый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (в верховьях р. Наччан, прав. приток р. Иргичен массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	132,2 ± 1,1	407 515,47	7 706 440,26	Настоящая работа, т.н. 3064-751
R-54-XIX,XX	3068	Диорит арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Гирибдичанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	137 ± 1	408 015,68	7 702 944,79	Настоящая работа, т.н. 3068
R-54-XIX,XX	53-240	Риолит-порфир арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	128,27 ± 0,88	397 914,67	7 744 369,83	Настоящая работа, т.н. 53-240

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XIX,XX	80-294	Лампрофир с вкрапленниками биотита хуларинского гипабиссального комплекса трахидолерит-монциодоритового (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	107,21 ± 0,83	456 963,31	7 696 649,55	Настоящая работа, т.н. 80-294
R-54-XXI, XXII	1	Гранит биотитовый эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Бакынский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	121,1 ± 0,9	493 477,82	7 765 495,07	Настоящая работа, т.н. 1
R-54-XXI, XXII	14	Гранит биотитовый эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Бакынский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	120,5 ± 0,5	500 191,60	7 768 104,85	Настоящая работа, т.н. 14
R-54-XXI, XXII	2001-557	Диорит арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	132,6 ± 1,0	483 293,16	7 742 593,03	Настоящая работа, т.н. 2001-557
R-54-XXI, XXII	2009	Гранодиорит амфибол-биотитовый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Антыгский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	131,7 ± 1,0	485 043,21	7 743 705,91	Настоящая работа, т.н. 2009
R-54-XXI, XXII	40064/1	Гранит биотитовый омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Омчикандинский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	128 ± 2,0	524 963,19	7 729 714,50	Настоящая работа, т.н. 40064/1
R-54-XXI, XXII	A-1	Гранодиорит арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Арга-Эмнекенский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	131,2 ± 1,1	509 736,00	7 716 532,00	Настоящая работа, т.н. Д23-A-1

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXI, XXII	A-2	Гранит биотитовый омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Омчикандинский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	131,3 ± 0,7	525 498,00	7 729 295,00	Настоящая работа, т.н. Д23-А-2
R-54-XXI, XXII	50290	Гранит порфировидный омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Омчикандинский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	121,3 ± 0,9	524 532,87	7 731 550,95	Бояршинов В. В., 1969ф, т.н. 50290
R-54-XXIII, XXIV	20134	Гранит эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Куранахский (Нюльку) массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	124 ± 2,0	543 480,83	7 749 157,25	Настоящая работа, т.н. 20134
R-54-XXIII, XXIV	40099/2	Гранит омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Верхне-Эликчанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	128 ± 1,0	587 825,08	7 723 682,68	Настоящая работа, т.н. 40099/2
R-54-XXIII, XXIV	40100/2	Гранит пегматоидный омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Верхне-Эликчанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	129 ± 1,0	588 800,98	7 723 623,88	Настоящая работа, т.н. 40100/2
R-54-XXIII, XXIV	40134	Гранит слюдяной арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Мунникчанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	134 ± 1,0	558 177,06	7 716 343,03	Настоящая работа, т.н. 40134
R-54-XXIII, XXIV	2565bi	Гранит биотит-роговообманковый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Илин-Эмнекенский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	131,5 ± 0,6	541 563,29	7 712 096,48	Бояршинов В. В., 1969ф, т.н. 2565bi

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXIII, XXIV	2565ho	Гранит биотит-роговообманковый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Илин-Эмнекенский массив)	Роговая обманка	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	131,5 ± 0,7	541 563,29	7 712 096,48	Бояршинов В. В., 1969ф, т.н. 2565ho
R-54-XXIII, XXIV	6449bi	Гранодиорит арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Талахтахский (Кююбятский) массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	134,4 ± 0,7	567 165,30	7 698 699,01	Бояршинов В. В., 1969ф, т.н. 6449bi
R-54-XXIII, XXIV	6449ho	Гранодиорит арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Талахтахский (Кююбятский) массив)	Роговая обманка	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	131,4 ± 0,8	567 165,30	7 698 699,01	Бояршинов В. В., 1969ф, т.н. 6449ho
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-1193/1	Гранит биотитовый омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Верхне-Эликчанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	129,6 ± 0,7	589 382,02	7 722 362,22	ГК-R-54-XXIII, XIV, в издании, т.н. Дн-1193/1
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-1193/2	Гранит биотитовый омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Верхне-Эликчанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	129 ± 0,7	589 407,89	7 722 391,88	ГК-R-54-XXIII, XIV, в издании, т.н. Дн-1193/2
R-54-XXI, XXII	Д23-3177/2	Гранит эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Омчикандинский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	125,3 ± 2,16	538 311,00	7 726 816,00	ГК-R-54-XXIII, XIV, в издании, т.н. 3177/2
R-54-XXIII, XXIV	Д23-4368/1	Диорит (ксеноблок) эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Нонгонджинский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	126,2 ± 1,3	558 410,00	7 720 598,00	ГК-R-54-XXIII, XIV, в издании, т.н. 4368/1

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXIII, XXIV	Д23-5125/1	Гранодиорит эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Эликчанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	124 ± 1,0	600 404,95	7 731 751,11	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. 5125/1
R-54-XXIII, XXIV	Д23-5132	Гранодиорит эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Эликчанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	124,5 ± 1,0	596 535,95	7 729 854,05	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. 5132
R-54-XXIII, XXIV	Д23-5135	Гранит биотитовый омчандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Верхне-Эликчанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	130,5 ± 1,1	587 162,31	7 727 632,40	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. 5135
R-54-XXIII, XXIV	Д23-5180/1	Гранит-порфир арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	130,0 ± 1,7	548 146,00	7 705 491,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. 5180/1
R-54-XXIII, XXIV	Д23-5199/1	Диорит кварцевый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	131,3 ± 1,3	545 893,00	7 721 471,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. 5199/1
R-54-XXIII, XXIV	Д23-5232/3	Гранит пегматоидный эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Куранахский (Нюльку, Верхнекуранахский) массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	123,8 ± 1,5	544 473,00	7 750 903,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. 5232/3
R-54-XXIII, XXIV	Д23-5289	Гранит эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Нонгонджинский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	126,7 ± 1,6	555 746,00	7 723 086,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. 5289

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-1017	Гранодиорит амфибол-биотитовый порфиroidный эликчанского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Куранахский (Нюльку, Верхнекуранахский) массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	125,1 ± 0,8	554 442,00	7 748 016,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. Дн-1017
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-1038/7	Сиенит кварцевый биотит-пироксеновый порфиroidный джахтардархской вулcano-плутонической ассоциации трахибазальт-монцонитовой (Кетяхский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	107,6 ± 1,3	594 066,00	7 765 967,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. Дн-1038/7
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-6006/13	Андезит тумусской толщи (покров)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	127 ± 0,1	610 382,00	7 726 705,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. Дн-6006/13
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-6010/29	Диорит кварцевый биотит-роговообманковый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Илин-Эмнекенский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	134 ± 1	545 071,00	7 712 731,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. Дн-6010/29
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-6011	Диорит кварцевый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Илин-Эмнекенский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	133,3 ± 1	545 565,00	7 712 464,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. Дн-6011
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-6013/30	Гранит-порфир омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Истахский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	129 ± 1	579 536,00	7 720 809,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. Дн-6013/30

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-6019/1	Гранодиорит биотит-роговообманковый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Сыттахский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	131,1 ± 0,8	591 016,00	7 712 364,00	ГК-R-54-XXIII, XXIV, в издании, т.н. Дн-6019/1
R-54-XXIII, XXIV	Д23-3159/10	Риолит киргиллехского комплекса гранит-риолитового (малых интрузий) (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	106,1 ± 1,0	546 625,00	7 703 799,00	Настоящая работа, т.н. Д23-3159/10
R-54-XXIII, XXIV	Д23-3176/8	Гранит аплитовидный омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Омчикандинский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	130, ± 1,2	539 796,00	7 725 725,00	Настоящая работа, т.н. Д23-3176/8
R-54-XXIII, XXIV	Д23-3208/5	Габбро умбинского гипабиссального комплекса габбрового (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	158,7 ± 1,1	587 857,00	7 717 542,00	Настоящая работа, т.н. Д23-3208/5
R-54-XXIII, XXIV	Д23-4316/1	Диорит арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	132,1 ± 1,1	542 740,00	7 723 332,00	Настоящая работа, т.н. Д23-4316/1
R-54-XXIII, XXIV	Д23-5300	Гранит биотитовый омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Элинджинский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	130,2 ± 1,1	572 243,00	7 720 585,00	Настоящая работа, т.н. Д23-5300
R-54-XXIII, XXIV	Д23-5307	Гранит биотитовый омчикандинского плутонического комплекса лейкогранит-гранитового (Верхне-Тиглякчанский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	131,8 ± 1,2	570 580,00	7 727 997,00	Настоящая работа, т.н. Д23-5307
R-54-XXIII, XXIV	Д23-Дн-1131/16	Монцонит кварцевый джахтардархской вулcano-плутонической ассоциации трахибазальт-монцонитовой (Дулгалах-Чуочурский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	109,4 ± 1,3	570 570,00	7 706 614,00	Настоящая работа, т.н. Д23-Дн-1131/16

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXV, XXVI	2036-508a	Риолит киргиллехского комплекса гранит-риолитового (малых интрузий) (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	1625 ± 11	427 955,23	7 678 036,36	Настоящая работа, т.н. 2036-508a
R-54-XXV, XXVI	3011	Диорит кварцевый арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Тельбукский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	134,7 ± 1,0	436 062,06	7 675 214,75	Настоящая работа, т.н. 3011
R-54-XXV, XXVI	30112/1	Гранит-порфир измененный киргиллехского комплекса гранит-риолитового (малых интрузий) (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	106,5 ± 1,4	454 106,06	7 688 415,14	Настоящая работа, т.н. 30112/1
R-54-XXV, XXVI	30114	Гранит-порфир измененный киргиллехского комплекса гранит-риолитового (малых интрузий) (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	107,1 ± 1,4	453 760,11	7 688 483,09	Настоящая работа, т.н. 30114
R-54-XXV, XXVI	37	Долерит хуламринского гипабиссального комплекса трахидолерит-монцодиоритового (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	108,4 ± 0,5	429 106,51	7 681 481,72	Настоящая работа, т.н. 37
R-54-XXV, XXVI	40140	Гранит такалканского плутонического комплекса гранит-лейкогранитового (Такалканский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	109 ± 2	457 291,55	7 660 332,16	Настоящая работа, т.н. 40140
R-54-XXV, XXVI	40141	Гранит такалканского плутонического комплекса гранит-лейкогранитового (Такалканский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	109,2 ± 1,6	456 864,99	7 660 612,52	Настоящая работа, т.н. 40141
R-54-XXV, XXVI	P29-5	Гранодиорит такалканского плутонического комплекса гранит-лейкогранитового (Такалканский массив)	Биотит валовой пробы	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	95,7 ± 0,4	451 790,77	7 657 040,64	Layer 2001, т.н. P29-5



Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXV, XXVI	P29-7	Гранодиорит такалканского плуто-нического комплекса гранит-лейкогранитового (Такалканский массив)	Роговая обманка валовой пробы	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	99,2 ± 0,6	451 801,22	7 657 035,14	Layer 2001, т.н. P29-7
R-54-XXVII, XXVIII	П27-1111/3	Гранодиорит арга-эмнекенского плуто-нического комплекса гранодиорит-гранитового (Нижне-Такалканский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	134,1 ± 2,1	464 276,48	7 646 782,22	Петров Ю. Н. 2010ф, т.н. 1111/3
R-54-XXVII, XXVIII	П27-1118/1	Диорит кварцевый бакы-дербекин-ского плуто-нического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового, 1 фаза (массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	137 ± 2,0	461 664,21	7 654 035,05	Петров Ю. Н. 2010ф, т.н. 1118/1
R-54-XXVII, XXVIII	П27-2103/3	Долерит арга-эмнекенского плуто-нического комплекса гранодиорит-гранитового (дайка)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	137 ± 1,4	474 145,00	7 649 571,00	Петров Ю. Н. 2010ф, т.н. 2103/3
R-54-XXVII, XXVIII	P527/7	Гранодиорит арга-эмнекенского плуто-нического комплекса гранодиорит-гранитового (Чукский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	132,8 ± 2,1	461 622,14	7 623 063,70	Петров Ю. Н. 2010ф, т.н. P527/7
R-54-XXVII, XXVIII	T-2	Сиенит кварцевый джахтардархской вулcano-плуто-нической ассоциации трахибазальт-монцонитовой (Большой Джахтардах массив)	Биотит	Рубидий-стронциевый	106	521 243,82	7 675 088,76	Трунилина В. А. 1988ф, т.н. T-2
R-54-XXVII, XXVIII	П16/1	Гранит омчикандинского плуто-нического комплекса лейкогранит-гранитового (Уяндинский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	136,5 ± 0,6	498 219,27	7 671 257,07	Трунилина В. А. 1996ф, т.н. П16/1

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXVII, XXVIII	T-1	Тоналит бакы-дербекинского плутонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового, 2-я фаза (Кинели-Тасский массив)	Нет данных	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	139	460 883,32	7 665 825,64	Трунилина В. А. 2015, т.н. Т-1
R-54-XXIX, XXX	Д29-1015/3	Сиенит кварцевый джахтардархской вулcano-плутонической ассоциации трахибазальт-монцонитовой (массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	108,9 ± 0,6	604 356,18	7 677 129,77	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 1015/3
R-54-XXIX, XXX	Д29-1036	Сиенит кварцевый джахтардархской вулcano-плутонической ассоциации трахибазальт-монцонитовой (Хатыннахский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	106,3 ± 0,6	587 937,77	7 687 496,60	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 1036
R-54-XXIX, XXX	Д29-1038	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Махастырский (Куобахский) массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	139,5 ± 0,4	583 753,40	7 682 118,38	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 1038
R-54-XXIX, XXX	Д29-1041	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Махастырский (Куобахский) массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	134 ± 0,4	580 558,46	7 680 444,18	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 1041
R-54-XXIX, XXX	Д29-1047	Риолит сассыл-тиннахской вулcano-плутонической ассоциации гранит-риолитовой (субвулканическое тело)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	107,5 ± 1	609 433,98	7 664 302,05	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 1047
R-54-XXIX, XXX	Д29-1051/1	Риолит хачимчерской толщи (покров)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	108 ± 0,5	609 553,52	7 657 931,65	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 1051/1
R-54-XXIX, XXX	Д29-1065	Андезит джахтардахской свиты (покров)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	109,7 ± 0,7	597 760,41	7 669 167,48	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 1065

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXIX, XXX	D29-2000/10	Сиенит-кварцевый джахтардархской вулcano-плутонической ассоциации трахибазальт-монцонитовой (Хатыннахский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	110 ± 1,0	590 383,69	7 686 354,12	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 2000/10
R-54-XXIX, XXX	D29-2002/1	Андезибазальт джахтардархской вулcano-плутонической ассоциации трахибазальт-монцонитовой (экструзивный купол)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	110 ± 1,0	597 992,24	7 686 991,61	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 2002/1
R-54-XXIX, XXX	D29-4206/30	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Холодный массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	134,5 ± 1,0	551 642,05	7 688 048,60	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 4206/30
R-54-XXIX, XXX	D29-4222/3	Сиенит кварцевый джахтардархской вулcano-плутонической ассоциации трахибазальт-монцонитовой (Хара-Сисский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	109,35 ± 0,75	543 000,92	7 667 451,73	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 4222/3
R-54-XXIX, XXX	D29-4247/25	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Мокринский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	135,8 ± 1,1	548 046,51	7 643 124,14	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 4247/25
R-54-XXIX, XXX	D29-4255/28	Диорит кварцевый южно-ниргирского плутонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового (Анхайдахский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	139,5 ± 1,9	557 438,78	7 637 499,88	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 4255/28
R-54-XXIX, XXX	D29-4260/12	Монцогаббро кюрюеляхского плутонического комплекса перидотит-пироксенит-монцогаббрового (Кюрюеляхский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	169 ± 1,0	574 294,91	7 690 760,84	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 4260/12

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXIX, XXX	Д29-5017	Гранит умереннощелочной сасыл-тиннахской вулcano-плутонической ассоциации гранит-риолитовой (Хара-Сисский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	111,2 ± 1,3	544 935,95	7 667 643,86	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 5017
R-54-XXIX, XXX	Д29-5022	Трахиандезит джахтардархской вулcano-плутонической ассоциации трахибазальт-монцонитовой (экструзивный купол)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	110 ± 1,7	540 998,54	7 664 745,22	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 5022
R-54-XXIX, XXX	Д29-5039/30	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Махастырский (Куобахский) массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	136 ± 1,1	575 416,35	7 679 030,15	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 5039/30
R-54-XXIX, XXX	Д29-5081/8	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Нонускайский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	136,7 ± 0,9	563 512,76	7 681 127,32	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 5081/8
R-54-XXIX, XXX	Д29-5084/2	Монцодиорит кварцевый кюрюеляхского плутонического комплекса перидотит-пироксенит-монцогаббрового (Кюрюеляхский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	177,3 ± 2,1	574 348,25	7 689 089,38	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 5084/2
R-54-XXIX, XXX	Д29-5088/5	Гранодиорит арга-эмнекенского плутонического комплекса гранодиорит-гранитового (Махастырский (Куобахский) массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	132 ± 2,0	570 911,88	7 687 550,93	ГК-R-54-XXIX, XXX, в издании, т.н. 5081/8
R-54-XXXI, XXXII	Ак-185	Гранит бакы-дербекинського плутонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового, 2-я фаза (Хадараньинский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	146-131	401 993,58	7 569 864,57	Акинин В. В. 2009, т.н. 185

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXXI, XXXII	P1028/1	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Сыачанский (Сечано-Иолтакский) массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	135,2 ± 0,9	442 045,46	7 564 237,65	Трунилина В. А. 1988ф, т.н. P1028/1
R54-XXXIII, XXXIV	G 18 15/7	Габбро амфиболитизированное калгынского комплекса габбро-дунит-гарцбургитового (пластовое тело)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	594,8 ± 3,4	505 841,71	7 614 735,65	Настоящая работа, т.н. G 18 15/7
R-54-XXXIII, XXXIV	15/12	Метапелит уядинского метаморфического комплекса амфиболит-кристаллосланцевого (метаморфическая толща)	Мусковит («Белая слюда»)	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	187,8 ± 1,1	508 616,82	7 611 758,46	Лейер П., 1993, т.н. 15/12
R-54-XXXIII, XXXIV	34/8	Метапелит ставролитсодержащий уядинского метаморфического комплекса амфиболит-кристаллосланцевого (метаморфическая толща)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	372,6 ± 1,3	534 275,25	7 619 610,31	Лейер П., 1993, т.н. 34/8
R-54-XXXIII, XXXIV	501/8am	Метапелит уядинского метаморфического комплекса амфиболит-кристаллосланцевого (метаморфическая толща)	Амфибол	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	228	508 430,92	7 617 743,34	Лейер П., 1993, т.н. 501/8am
R-54-XXXIII, XXXIV	501/8bt1	Метапелит уядинского метаморфического комплекса амфиболит-кристаллосланцевого (метаморфическая толща)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	319 ± 1,4	508 430,92	7 617 743,34	Лейер П., 1993, т.н. 501/8bt1
R-54-XXXIII, XXXIV	501/8bt2	Метапелит уядинского метаморфического комплекса амфиболит-кристаллосланцевого (метаморфическая толща)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	314,1 ± 1,2	508 430,92	7 617 743,34	Лейер П., 1993, т.н. 501/8bt2

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXXIII, XXXIV	501/8mu	Метапелит уядинского метаморфического комплекса амфиболит-кристаллосланцевого (метаморфическая толща)	Мусковит («Белая слюда»)	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	173,6 ± 1,0	508 430,92	7 617 743,34	Лейер П., 1993, т.н. 501/8mu
R-54-XXXIII, XXXIV	506/8	Габбро-амфиболит калгынского комплекса габбро-дунит-гарцбургитового (перемещенное тело)	Тремолит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	856 ± 11	505 752,01	7 614 417,86	Лейер П., 1993, т.н. 506/8mu
R-54-XXXIII, XXXIV	511	Габбро-амфиболит калгынского комплекса габбро-дунит-гарцбургитового (перемещенное тело)	Актинолит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	419 ± 16	506 430,01	7 613 278,49	Лейер П., 1993, т.н. 511
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1024/8	Гранит щелочной, рибекит-эгириновый томмотского плутонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (Томмотский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	460,19 ± 10	510 729,75	7 592 140,92	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1024/8
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1028	Сиенит щелочной кварцевый томмотского плутонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (Томмотский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	284 ± 2,0	510 806,92	7 596 924,79	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1028
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1043/1	Габбро умереннощелочное томмотского плутонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 1-я фаза (Томмотский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	288 ± 1,4	511 418,77	7 597 817,77	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1043/1
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1078	Гранит южно-ниргиэрского плутонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового (Салтага-Тасский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	141,2 ± 1,4	526 173,72	7 569 544,33	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1078

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1081	Диорит-биотит-амфиболовый южно-нирგიэрского плутонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового (Еленняхский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	146 ± 0,9	521 389,81	7 563 588,77	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1081
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1102	Гранит южно-нирგიэрского плутонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового (Иолтакский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	167,97 ± 14,29	484 007,05	7 548 910,44	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1102
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1116	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Моголохский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	165,91 ± 28,08	481 232,68	7 559 695,24	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1116
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1120	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Сыачанский (Сечано-Иолтакский) массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	137,7 ± 1,5	477 486,05	7 559 469,36	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1120
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1154	Гранит саханьинского плутонического комплекса гранит-гранодиоритового (Тавучахский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	139,0 ± 1,3	481 960,66	7 573 732,37	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1154
R-54-XXXIII, XXXIV	П33-1161/1	Гранодиорит бакы-дербекинского плутонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового, 1-я фаза (Джябдыгинский массив)	Циркон	Уран-свинцовый (SHRIMP II)	139,7 ± 0,9	460 304,47	7 613 935,88	Петров Ю. Н., 2013ф, т.н. 1161/1
R-54-XXXIII, XXXIV	ПР-0198	Гранит щелочной томмотского плутонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (Томмотский массив)	Нет данных	Свинцев-свинцовый	220	508 369,67	7 591 100,18	Прошенко Е. Г., 1969, т.н. 198

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXXIII, XXXIV	Пр-0410	Пегматит томмотского plutonicкого комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (массив)	Микроклин красный	Гелиевый	174	510 617,54	7 592 385,20	Прощенко Е. Г., 1969, т.н. 410
R-54-XXXIII, XXXIV	P1067/3	Гранодиорит саханьинского plutonicкого комплекса гранит-гранодиоритового (Саханьинский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	132,2 ± 0,6	466 378,91	7 581 798,25	Трунилина В. А., 1988ф, т.н. P1067/3
R-54-XXXIII, XXXIV	P1070/5	Гранодиорит саханьинского plutonicкого комплекса гранит-гранодиоритового (Саханьинский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	133,0 ± 0,6	473 935,73	7 585 277,38	Трунилина В. А., 1988ф, т.н. P1070/5
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-2	Гранит щелочной томмотского plutonicкого комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (Сомнительный массив)	Нет данных	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	141 ± 0,7	508 397,32	7 591 270,24	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-2
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-2313	Гранит щелочной томмотского plutonicкого комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (массив)	Нет данных	Рубидий-стронциевый	166 ± 19	509 669,58	7 591 407,14	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-2313
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-3	Пироксенит томмотского plutonicкого комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 1-я фаза (Томмотский массив)	Роговая обманка	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ )	340	510 186,37	7 594 504,54	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-3
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-3/6	Сиенит щелочной томмотского plutonicкого комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (массив)	Нет данных	Рубидий-стронциевый	286 ± 19	509 715,25	7 595 090,03	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-3/6



Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-3/6-1	Сиенит щелочной томмотского plutонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (массив)	Нет данных	Рубидий-стронциевый	190	509 715,19	7 595 090,05	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-3/6-1
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-3/7	Габбро томмотского plutонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 1-я фаза (массив)	Нет данных	Рубидий-стронциевый	327 ± 29	509 862,27	7 594 855,95	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-3/7
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-4	Перидотит томмотского plutонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 1-я фаза (Томмотский массив)	Нет данных	Аргон-аргоновый ( <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar)	386,4	510 194,14	7 593 728,51	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-4
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-5	Сиенит щелочной томмотского plutонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (Томмотский массив)	Нет данных	Аргон-аргоновый ( <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar)	298	510 077,88	7 596 133,73	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-5
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-5/1	Сиенит томмотского plutонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (Томмотский массив)	Роговая обманка	Аргон-аргоновый ( <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar)	305 ± 2,14	510 077,88	7 596 133,73	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-5/1
R-54-XXXIII, XXXIV	T96-5/2	Сиенит томмотского plutонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (Томмотский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar)	293 ± 2,05	510 077,88	7 596 133,73	Трунилина В. А., 1995ф, т.н. T96-5/2
R-54-XXXIII, XXXIV	И27/5	Риодацит ?баки-дербекинского plutонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового, 2-я фаза? (дайка)	Нет данных	Аргон-аргоновый ( <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar)	139	528 669,91	7 565 297,25	Трунилина В. А., 1996ф, т.н. И27/5

Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер на карте факт. материала	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						Координата X (в. д.), м	Координата Y (с. ш.), м	
R-54-XXXIII, XXXIV	Тр96-О119-8	Гранит биотитовый южно-ниргиэрского plutонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового (Салтага-Тасский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ )	137,9 ± 0,5	537 162,22	7 582 378,15	Трунилина В. А., 1996ф, т.н. О119-8
R-54-XXXIII, XXXIV	Тр96-О124	Гранит биотитовый южно-ниргиэрского plutонического комплекса диорит-гранодиорит-гранитового (Салтага-Тасский массив)	Биотит	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ )	142,2 ± 0,7	526 777,90	7 570 827,80	Трунилина В. А., 1996ф, т.н. О124
R-54-XXXIII, XXXIV	Т96-1	Габбро щелочное томмотского plutонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 1-я фаза (Томмотский массив)	Нет данных	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ )	300	510 265,63	7 595 376,59	Трунилина В. А., 1996ф, т.н. Т96-1
R-54-XXXIII, XXXIV	Т96-19	Сиенит томмотского plutонического комплекса щелочногранит-сиенит-щелочногаббрового, 2-я фаза (массив)	Нет данных	Рубидий-стронциевый	206 ± 13	511 599,68	7 594 565,72	Трунилина В. А., 1996ф, т.н. Т96-19
R-54-XXXIII, XXXIV	Тр96-Т973/2	Базальт мукдуканской и эмтанджинской свит нерасчлененных (покров)	Нет данных	Аргон-аргоновый ( $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ )	156	532 532,53	7 573 814,70	Трунилина В. А., 1996ф, т.н. Т973/2

**Список результатов определений радиоуглеродного возраста четвертичных образований  
листа R-54**

Номер клетки	Номер на карте	Индекс	Географическое положение	<sup>14</sup> C возраст, лет	Источник по списку литературы
II-6	1	Lllled	Правобережье р. Хрома	31 750 ± 500 (МАГ-478)	[Башлавин, 1983ф]
II-6	2	Lllled	Правобережье р. Хрома	37 500 ± 1000 (МАГ-432)	[Башлавин, 1983ф]
II-6	3	Lllled	Правобережье р. Хрома	Около 37 000 (МАГ-433)	[Башлавин, 1983ф]
II-5	4	α <sup>2</sup> llml+sr	Правобережье р. Хрома	11 560 ± 260 (МАГ-471)	[Башлавин, 1983ф]
II-5	5	l,plH	Левобережье р. Хрома	3595 ± 130 (МАГ-466)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	6	l,plH	Левобережье р. Хрома	5150 ± 100 лет (МАГ-463)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	7	l,plH	Правобережье р. Хрома	3420 ± 80 (МАГ-440)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	8	Lllled	Правобережье р. Хрома	28 900 ± 1000 (МАГ-467)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	9	Lllled	Правобережье р. Хрома	37 250 ± 1200 (МАГ-464)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	10	Lllled	Правобережье р. Хрома	40 000 ± 2000 (МАГ-437)	[Башлавин, 1983ф]
III-6	11	l,plH	Правобережье р. Хрома	3500 ± 60 (МАГ-465)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	12	l,plH	Правобережье р. Хрома	8100 ± 100 (МАГ-451)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	13	l,plH	Правобережье р. Хрома	8670 ± 60 (МАГ-458)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	14	l,plH	Правобережье р. Хрома	9200 ± 100 (МАГ-460)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	15	Lllled	Правобережье р. Хрома	38 900 ± 1600 (МАГ-461)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	16	l,plH	Правобережье р. Хрома	5500 ± 100 (МАГ-442)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	17	l,plH	Правобережье р. Хрома	6760 ± 100 (МАГ-469)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	18	l,plH	Правобережье р. Хрома	6900 ± 130 (МАГ-447)	[Башлавин, 1983ф]

Номер клетки	Номер на карте	Индекс	Географическое положение	<sup>14</sup> C возраст, лет	Источник по списку литературы
III-5	19	l,αIII <sup>1</sup>	Правобережье р. Хрома	Более 49 000 (МАГ-431)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	20	l,ρH	Правобережье р. Хрома	8380 ± 80 (ГИН-2280)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	21	LIII <sup>led</sup>	Правобережье р. Хрома	28 700 ± 800 (ГИН-2287)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	22	LIII <sup>led</sup>	Правобережье р. Хрома	30 000 ± 1000 (МАГ-434)	[Иванов, 2000ф]
III-5	23	LIII <sup>led</sup>	Правобережье р. Хрома	35 800 ± 1400 (МАГ-462)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	24	LIII <sup>led</sup>	Правобережье р. Хрома	45 900 ± 1200 (ГИН-2272)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	25	LIII <sup>led</sup>	Правобережье р. Хрома	31 000 ± 1000 (МАГ-425)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	26	LIII <sup>led</sup>	Правобережье р. Хрома	32 700 ± 700 (МАГ-426)	[Башлавин, 1983ф]
III-5	27	l,αIII <sup>1</sup>	Правобережье р. Хрома	Более 45 000 (МАГ-430)	[Башлавин, 1983ф]
IV-5	28	α <sup>1</sup> IIIht-H <sup>1</sup>	Река Нонгонджа	11 700 ± 900 (МАГ-10)	[Эпов, 1969ф]
V-3	29	α <sup>1</sup> IIIht-H <sup>1</sup>	Река Уяндина	7350 ± 150 (МАГ-1369)	[Иванов, 2000ф]
V-1	30	ρH	Река Чубукулах	4065 ± 135 (МАГ-1052)	[Сметанникова, 1992ф]
V-3	31	α <sup>1</sup> IIIht-H <sup>1</sup>	Среднее течение р. Быллат	6630 ± 105 (Ки-2350)	[Сметанникова, 1992ф]
V-3	32	α <sup>2</sup> IIIht	Среднее течение р. Быллат	13 040 ± 140 (Ки-2349)	[Сметанникова, 1992ф]
V-1	33	l,ρH	Правый борт р. Селеннях	7230 ± 80 (Ки-3291)	[Пышко, 2002ф]
V-1	34	αH <sup>2</sup>	Левый приток р. Селеннях	1345 ± 80 (МАГ-1044)	[Пышко, 2002ф]
V-3	35	α <sup>1</sup> IIIht-H <sup>1</sup>	Река Уяндина ниже устья р. Эльгандя	7270 ± 50 (ГИН-5033)	[Петров, 2010ф]
V-3	36	LIII <sup>led</sup>	Река Хебгырчан-Окатын	37 900 ± 2000 (МАГ-?)	[Соловьев Г. Г., 1993ф]
V-1	37	L <sub>ed</sub> II-III	Река Селеннях	13 115 ± 110 (Ки-3130)	[Пышко, 2002ф]
V-2	38	α <sup>1</sup> IIIht-H <sup>1</sup>	Руч. Бадаран-Юрях, р. Селеннях	8170 ± 270 (МАГ-1050)	[Пышко, 2002ф]

Номер клетки	Номер на карте	Индекс	Географическое положение	<sup>14</sup> C возраст, лет	Источник по списку литературы
V-3	39	l,plH	Междуречье Сакындя и Тарынг-Юрях	9470 ± 150 (МАГ-1366)	[Сметанникова, 1992ф]
V-3	40	l,plH	Междуречье Сакындя и Тарынг-Юрях	10 440 ± 200 (МАГ-1365)	[Сметанникова 1992ф]
VI-6	41	l,plH	Река Уяндина	10 240 ± 200 (ИБ-159)	[Коротков, 1981ф]
VI-2	42	α <sup>3</sup> llkb	Река Селеннях	28 690 ± 280 (СОАН-2156)	[Лаухин и др., 1977]
VI-2	43	α <sup>3</sup> llkb	Река Селеннях	39 760 ± 930 (СОАН-2158)	[Лаухин и др., 1977]
VI-2	44	α <sup>3</sup> llkb	Река Селеннях	44 360 ± 1430 (СОАН-2157)	[Лаухин и др., 1977]

Петрогеохимическая характеристика магматических образований

Комплекс, свита	Калгынский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый										
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Порода	Оливинит	Перидотит амфиболовый	Перидотит амфиболовый	Амфиболит кварц-плагиоклаз-эпидотовый	Амфиболит плагиоклаз-эпидот-кварцевый	Амфиболит	Амфиболит	Габбро	Базальт	Базальт	Базальт
№ пробы	Д29-5078/1А	П67-0657	П67-0658	Д29-4258/1	Д29-5074/9	П27-1012/4	П33-1003	П27-1008/2	Ок-4063/1	Ок-4063/2	Ок-4069/4
SiO <sub>2</sub> %	41,70	41,48	43,43	51,30	50,40	46,23	47,77	48,14	45,52	45,72	47,61
TiO <sub>2</sub> %	0,02	0,01	0,01	0,70	2,18	1,49	0,56	1,90	2,65	2,81	2,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,65	3,75	3,05	15,50	15,10	10,64	14,80	15,37	13,26	13,48	12,89
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	1,99	3,73	2,96	6,01	2,59	5,62	2,85	4,09	7,81	5,25	6,00
FeO %	5,45	6,02	5,66	5,30	8,20	10,56	5,37	9,93	8,99	9,53	7,99
MnO %	0,11	0,30	0,15	0,20	0,23	0,26	0,16	0,22	0,11	0,34	0,10
MgO %	45,70	36,55	36,37	6,92	5,97	10,82	10,43	5,79	6,57	7,41	7,45
CaO %	0,42	2,80	2,66	8,52	8,35	11,34	13,39	11,62	10,12	9,29	7,98
Na <sub>2</sub> O %	0,10	0,28	0,14	3,43	2,79	1,61	3,32	1,98	2,66	2,29	4,11
K <sub>2</sub> O %	0,01	0,08	0,12	0,12	0,26	0,23	0,19	0,44	0,57	0,44	0,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,05	0,07	0,05	0,07	0,25	0,25	0,04	0,25	0,20	0,20	0,17
ппп %	2,96	5,01	5,27	1,13	2,29	0,80	0,00	0,16	1,31	2,44	2,18
Сумма %	99,60	100,07	99,98	99,80	99,50	99,05	100,07	99,89	99,77	99,20	99,25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	8,05			11,90	11,70						
Микроэлементы, г/т											
Be	1,00			1,00	1,00	0,46	0,24	0,82			
B											
K											
V	31,30			267,00	213,00	370,00	137,00	344,00			
P							226,00				
Cr	2210,00			230,00	195,00	250,00	494,00	217,00			
Ga	0,84			14,40	17,30	2,90	14,00	11,30			
Rb	2,00			2,29	2,31	36,30	1,83	204,00			
Sr	3,26			235,00	371,00		120,00				
Y	0,32			20,70	32,60	31,70	13,10	29,30			
Zr	2,96			36,70	150,00	85,00	19,50	109,00			
Nb	0,50			0,87	9,98	1,29	0,63	6,25			
Mo	0,90			0,60	1,46	0,76	1,76	2,55			
Sn						1,82	0,32	1,86			
Cs	0,16			1,47	0,10	1,65	0,15	4,03			
Ba	3,20			75,10	126,00	31,80	46,90	116,00			
La	0,20			1,33	10,80	1,94	0,81	7,68			
Ce	0,47			4,01	26,40		2,62				
Pr	0,06			0,67	3,58	1,36	0,47	2,72			
Nd	0,20			3,81	17,50	8,16	2,83	13,50			
Sm	0,05			1,51	4,37	3,22	1,13	4,14			
Eu	0,02			0,63	1,44	1,08	0,63	1,46			
Gd	0,05			2,13	5,34	4,91	1,76	5,00			
Tb	0,01			0,47	0,92	0,86	0,34	0,84			
Dy	0,05			3,26	5,76	6,05	2,31	5,67			
Ho	0,02			0,76	1,31	1,35	0,52	1,22			
Er	0,03			2,33	3,64	4,02	1,51	3,24			
Tm	0,01			0,35	0,50	0,60	0,23	0,49			
Yb	0,03			1,92	3,39	3,85	1,42	3,02			
Lu	0,01			0,34	0,56	0,59	0,22	0,43			
Hf	0,08			1,09	3,72	2,64	0,67	2,61			
Ta	0,10			0,10	0,82	0,10	0,08	0,47			
W	0,50			0,50	0,50						
Th	0,10			0,14	1,70	0,60	0,39	1,39			
U	0,10			0,10	0,67	0,06	0,05	0,28			
Tl											
As											
F											
Li											
Sc							31,90				
Co						42,20	38,40	51,30			
Ni						101,00	89,70	153,00			
Cu							26,50				
Zn						18,30	52,30	19,60			
Ge						7,08		19,40			
Ag											
Cd											
In											
Sb											
Pb											
Bi											

Комплекс, свита	Намысахский гипабиссальный комплекс габбро-долеритовый						Томмотский плутонический комплекс щелочногранит-сиенит-щелочногаббровый						
	№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
Порода	Габбро амфиболитизированное	Габбро амфиболитизированное	Габбро-пироксенит	Габбропироксенит	Габбро амфиболитизированное	Габбродолерит	Гранит щелочной	Сиенит щелочной	Габбро умеренно щелочное	Габбро умеренно щелочное	Горнблендит плагиоклазовый	Горнблендит плагиоклазовый	Пироксенит
№ пробы	Д23-5104/22	Д23-5270	Д23-Дн-1076/3	Д23-5104/19	Д23-5104/6	Д29-1020/2	П33-1024/8	П33-1028	П33-0021/5	П33-0021/8	П33-1025/12	П33-1028/11	В-1015
SiO <sub>2</sub> %	46,80	51,90	42,90	43,20	44,50	49,00	74,00	62,24	48,83	50,40	36,53	42,56	36,00
TiO <sub>2</sub> %	1,67	1,08	2,77	1,94	2,71	2,45	0,19	0,31	1,80	1,83	3,72	3,43	6,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	16,10	16,80	12,20	10,50	15,50	13,80	9,47	16,85	19,02	18,33	15,83	14,26	12,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	3,24	2,64	2,53	3,39	3,52	4,08	4,20	2,37	3,57	3,65	7,00	7,36	6,32
FeO %	8,34	6,80	6,72	8,74	9,07	10,30	0,97	3,53	4,84	5,88	10,07	7,82	12,43
MnO %	0,45	0,32	0,21	0,48	0,52	0,24	0,05	0,20	0,16	0,27	0,23	0,30	0,16
MgO %	7,26	6,32	11,70	18,60	6,71	4,69	1,59	0,13	2,53	2,52	7,03	7,00	10,02
CaO %	10,90	9,46	12,10	8,76	12,50	9,69	0,60	1,74	9,58	5,67	12,37	10,03	11,97
Na <sub>2</sub> O %	2,64	1,73	1,73	0,75	1,68	3,02	4,28	6,23	4,21	5,70	3,69	3,30	1,70
K <sub>2</sub> O %	0,50	0,52	0,67	0,33	0,40	0,58	4,05	5,64	1,27	2,28	0,89	1,60	0,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,22	0,12	0,33	0,29	0,36	0,34	0,11	0,12	0,32	0,83	1,65	0,52	0,13
ППП %	1,01	1,31	5,09	2,11	1,47	0,65	0,44	0,37	0,18	0,03	0,00	0,04	0,00
Сумма %		99,80	99,60			100,00	100,06	99,91	99,55	100,14	99,99	99,81	100,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	12,50	10,20	9,99	13,10	13,60	15,50							
Микроэлементы, г/т													
Be	1,00	1,00	1,12	1,50	1,00	1,50	7,32	2,25	1,35	2,42	0,92	2,78	
B													
K													
V	349,00	168,00	221,00	213,00	306,00	256,00	4,64	5,34	120,00	27,60	188,00	14,90	
P							247,00	522,00	2551,00	4158,00	5551,00	1141,00	
Cr	62,50	232,00	595,00	150,00	217,00	64,60	14,70	26,00	13,10	11,30	27,70	10,10	
Ga	19,60	14,60	13,10	24,10	18,50	22,50	42,60	28,30	19,30	19,70	22,30	29,60	
Rb	6,53	19,40	6,35	114,00	24,70	17,60	220,00	84,10	54,90	52,80	7,80	31,80	
Sr	756,00	488,00	573,00	150,00	446,00	271,00	30,90	86,10	1694,00	1402,00	1040,00	2473,00	
Y	26,20	13,80	21,80	31,80	20,60	60,00	30,10	32,10	27,90	30,30	34,80	34,80	
Zr	190,00	71,40	150,00	211,00	103,00	189,00	8353,00	1648,00	228,00	218,00	172,00	545,00	
Nb	34,20	16,80	34,40	14,70	22,20	14,10	296,00	75,00	107,00	106,00	71,60	219,00	
Mo	3,18	0,60	0,74	3,76	2,91	1,56	3,73	8,83	4,36	4,50	0,84	2,92	
Sn							27,20	2,76	0,94	1,96	2,83	3,45	
Cs	4,10	3,19	1,39	11,30	2,69	0,94	0,34	1,60	0,73	1,10	0,14	0,31	
Ba	507,00	561,00	2430,00	1640,00	472,00	158,00	125,00	375,00	1139,00	1246,00	414,00	1400,00	
La	19,60	11,90	26,10	48,10	15,50	17,90	137,00	66,30	46,90	78,30	62,90	112,00	
Ce	41,40	23,70	51,20	85,90	31,90	42,10	410,00	150,00	108,00	158,00	147,00	240,00	
Pr	5,46	2,95	6,30	11,40	4,03	6,17	30,30	19,40	14,20	18,50	19,80	29,90	
Nd	25,30	12,30	26,30	41,90	17,00	29,60	108,00	74,60	57,30	69,30	80,10	111,00	
Sm	6,50	2,69	5,81	7,60	4,24	8,66	15,60	12,60	10,40	11,30	14,90	16,90	
Eu	1,89	0,89	2,09	1,77	1,25	2,37	1,64	3,30	3,53	4,23	4,74	6,47	
Gd	6,19	2,84	4,86	7,21	3,59	7,88	10,50	9,79	7,90	8,11	12,20	12,70	
Tb	1,01	0,43	0,87	1,08	0,64	1,87	1,36	1,43	1,04	1,12	1,68	1,76	
Dy	5,95	2,46	4,33	6,71	3,80	11,20	7,21	7,76	5,60	5,99	8,68	9,11	
Ho	1,01	0,48	0,77	1,25	0,85	2,21	1,47	1,55	1,03	1,13	1,59	1,67	
Er	2,66	1,28	2,00	3,57	2,23	5,83	4,39	4,51	2,50	2,77	3,94	4,26	
Tm	0,33	0,27	0,27	0,56	0,32	0,90	0,71	0,72	0,33	0,38	0,52	0,59	
Yb	2,04	1,22	1,43	3,42	1,97	6,17	5,07	5,17	1,86	2,14	2,93	3,54	
Lu	0,31	0,18	0,25	0,53	0,32	0,74	0,86	0,95	0,27	0,32	0,40	0,56	
Hf	5,68	1,78	4,73	5,93	2,72	4,18	134,00	22,10	4,69	4,53	5,75	16,00	
Ta	2,11	1,15	2,44	0,95	1,36	0,88	15,70	3,91	5,63	4,02	2,84	7,33	
W	3,23	0,56	0,50	2,45	6,77	0,86							
Th	2,34	1,27	2,55	12,50	1,53	1,67	4,42	8,86	2,77	3,49	1,80	7,59	
U	0,84	0,40	0,72	2,95	0,53	0,47	15,50	2,61	0,69	1,28	0,41	1,95	
Tl													
As													
F													
Li													
Sc							35,00	56,00	5,41	2,78	28,00	43,20	
Co							2,76	2,35	22,70	11,20	47,10	10,60	
Ni							12,00	14,60	55,90	10,20	28,10	25,90	
Cu							1,00	1,00	18,20	23,10	1,89	1,00	
Zn							218,00	80,10	118,00	303,00	141,00	173,00	
Ge													
Ag													
Cd													
In													
Sb													
Pb													
Bi													

Комплекс, свита	Кюрюеляхский плутонический комплекс перидотит-пироксенит-монцогаббровый						Умбинский гипабиссальный комплекс габбровый								
	№ п/п	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
Порода	Пироксенит	Горнблендит пироксеновый апатит-, сфен- и магнетитсодержащий	Щелочной кварцевый сиенит пироксен- и амфиболсодержащий (метасоматит?)	Габбродиорит амфиболовый калишпатсодержащий	Кварцевый монцит амфиболовый магнетит-, апатит- и сфенсодержащий пегматоидный (спессартит)	Перидотит (верлит) амфиболитизированный	Габбродиорит	Долерит контактово-метаморфизованный (ксенолит в гранодиорите)	Габбродиорит	Габбродиорит	Габбродиорит	Габбро	Габбро	Габбро	
№ пробы	Д29-5084/8	Д29-5085	Д29-4261/37	Д29-5084/10	Д29-4260/12	Д29-5062/46	П33-1074	Д23-1155/1	П33-1018	П33-1109/5	П33-1110/3	П27-1016/4	П27-1033	П27-1046	
SiO <sub>2</sub> %	42,50	43,40	65,40	53,50	46,40	38,10	50,18	52,3	43	48,57	47,16	48,84	48,5	46,02	
TiO <sub>2</sub> %	2,24	2,37	0,16	0,87	1,74	0,69	1,27	0,73	1,63	1,33	1,03	1,43	1,43	0,565	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	7,21	10,90	17,80	19,00	14,80	5,95	15,16	16,2	10,29	16,51	16,15	15,87	15,44	13,56	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	8,82	6,50	0,63	2,61	5,44	6,17	2,67	1,93	4,18	3,03	3,51	2,65	3,13	2,59	
FeO %	8,35	8,28	0,87	4,50	7,97	6,24	8,25	6,86	7,89	7,14	5,41	7,68	7,74	7,38	
MnO %	0,21	0,27	0,03	0,19	0,20	0,18	0,18	0,22	0,07	0,14	0,13	0,153	0,181	0,18	
MgO %	9,11	9,63	0,37	2,90	6,24	28,90	5,65	6,7	13,05	7,01	6,3	6,35	6,95	12,99	
CaO %	16,10	13,40	1,44	7,03	10,00	3,46	9,54	7,72	11,54	10,1	12,48	9,43	9,01	12,26	
Na <sub>2</sub> O %	0,89	1,19	4,47	4,87	2,17	0,16	3,48	2,72	1,75	2,59	1,86	3,01	2,91	2,18	
K <sub>2</sub> O %	0,65	1,07	8,04	1,85	2,60	0,08	0,63	1,25	0,36	0,43	0,37	1,19	1,19	0,353	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	1,88	0,57	0,05	0,32	0,61	0,08	0,21	0,099	0,38	0,23	0,13	0,249	0,25	0,249	
ппп %	0,82	1,22	0,52	1,42	0,91	8,07	0,81	2,45	0,47	0,42	0	2,29	2,37	0,83	
Сумма %	99,70	99,60	99,80	99,60	99,08	98,80	100,16	99,9	99,57	100,09	100,2	99,142	99,101	99,157	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	18,10	15,70	1,60	7,61	14,30	13,10		9,54							
Микроэлементы, г/т															
Be	1,21	1,00	1,00	2,13	1,41	1,00	0,609	1,49	0,469	0,921	0,658	1,18	1,14	0,477	
B															
K															
V	447,00	337,00	27,40	110,00	474,00	93,10	323	192	119	180	193	275	283	171	
P							814		1919	609	702				
Cr	19,60	158,00	10,50	30,80	18,00	1180,00	33,8	235	781	139	147	170	209	693	
Ga	13,80	15,10	14,50	18,10	19,30	6,50	17,2	18,5	14,6	18,6	17	37,3	35	7,94	
Rb	6,76	9,32	138,00	32,40	46,00	2,60	11,4	48,1	9	8,51	4,49	673	643	461	
Sr	291,00	360,00	705,00	1090,00	733,00	37,70	454	306	691	291	306				
Y	22,30	23,00	4,42	27,60	28,80	5,53	21,6	21,5	17,4	26	23,2	26,4	25	11,3	
Zr	45,20	47,30	130,00	143,00	84,00	25,30	70,7	84,6	111	133	94,1	81,4	109	28,4	
Nb	1,85	2,23	2,82	11,80	7,95	5,51	3,19	5,12	14,4	6,78	6,72	2,65	2,36	0,78	
Mo	0,74	0,60	0,60	0,60	1,46	0,60	1,81	1,18	1,81	3,07	2,59	1,47	1,86	1,05	
Sn							1,81		0,84	0,819	0,524	1,74	1,07	0,56	
Cs	0,15	0,13	0,88	0,57	0,50	0,30	0,316	7,44	2,7	0,664	0,476	2,65	4,17	2,55	
Ba	125,00	229,00	1670,00	535,00	416,00	314,00	324	494	203	133	293	428	517	160	
La	7,13	4,01	6,12	16,90	14,60	3,48	9,42	14,1	29,4	10,2	10,1	12,8	12,9	3,57	
Ce	18,80	12,60	9,33	36,40	31,00	7,96	22,3	29,9	62,8	24,1	23,4				
Pr	2,83	2,32	0,90	4,59	4,19	1,07	3,05	3,82	7,97	3,3	3,14	3,95	3,96	1,26	
Nd	15,10	13,10	3,03	19,50	19,10	4,56	14,1	15,4	32,5	14,8	14,1	18	18,1	6,23	
Sm	4,35	4,34	0,63	4,31	5,26	1,28	3,63	3,38	6	3,83	3,58	4,77	4,49	1,76	
Eu	1,41	1,30	0,27	1,46	1,63	0,38	1,26	0,9	2,07	1,29	1,15	1,515	1,439	0,636	
Gd	4,44	4,76	0,58	4,70	4,84	1,19	4,06	3,22	5,1	4,47	4,09	4,92	4,82	2,19	
Tb	0,85	0,77	0,09	0,78	0,90	0,19	0,67	0,61	0,709	0,757	0,677	0,792	0,767	0,348	
Dy	4,46	4,63	0,66	4,84	5,52	1,19	4,23	3,86	3,78	4,98	4,46	5,14	4,89	2,28	
Ho	0,89	0,98	0,15	0,99	1,13	0,23	0,922	0,85	0,728	1,08	0,969	1,09	1,03	0,472	
Er	2,33	2,41	0,49	2,88	2,94	0,58	2,49	2,16	1,86	3,12	2,76	3,02	2,86	1,35	
Tm	0,29	0,34	0,08	0,37	0,43	0,07	0,381	0,35	0,252	0,456	0,403	0,441	0,412	0,191	
Yb	1,67	2,02	0,60	2,80	2,74	0,42	2,41	2,2	1,5	2,95	2,63	2,79	2,62	1,2	
Lu	0,28	0,28	0,10	0,41	0,36	0,07	0,362	0,34	0,21	0,454	0,4	0,391	0,397	0,174	
Hf	1,64	1,91	2,47	3,53	3,05	0,84	2,02	2,42	2,96	3,12	2,44	1,95	2,54	0,82	
Ta	0,16	0,20	0,21	0,83	0,62	0,39	0,205	0,32	0,616	0,561	0,379	0,219	0,247	0,071	
W	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50		1,59							
Th	0,82	0,33	2,22	2,89	3,11	0,48	1,74	4,16	2,24	1,92	2,45	2,14	2,73	1,04	
U	0,34	0,14	0,96	1,05	1,37	0,17	0,399	1,4	0,595	0,529	0,674	0,666	0,67	0,233	
Tl															
As															
F															
Li															
Sc							36,9		30,8	28	29,6				
Co							29,7		69,5	41,2	34,5	34,1	34,7	54,6	
Ni							25,8		213	65,8	48,3	69,9	111	59,3	
Cu							44,7		44,3	112	32,1				
Zn							84,8		104	105	186	17,8	18,3	11,7	
Ge												29,8	29,7	8,67	
Ag															
Cd															
In															
Sb															
Pb															
Bi															



Комплекс, свита	Салгатасский вулканический комплекс базальт-андезитовый							Догдинский вулканический комплекс дацит-риолитовый				
	№ п/п	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
Порода	Долерит	Долерит	Долерит	Долерит	Базальт	Базальт	Андезибазальт	Дацит	Риодацит	Риодацит	Риолит	Риолит
№ пробы	П33-1096	П33-1098/5	П33-2105	П33-1095	П33-0046	П33-2104/2	П33-2123/2	П33-0056	П33-0122/2	П33-1084	П33-3057	П33-3060/9
SiO <sub>2</sub> %	48,06	49,94	49,58	53,76	49,63	47,72	50,17	67,64	72,80	69,30	73,64	72,59
TiO <sub>2</sub> %	1,25	1,91	0,90	1,00	1,04	0,81	0,93	0,38	0,11	0,40	0,13	0,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	17,32	14,17	16,16	17,43	17,25	15,72	17,40	13,89	13,43	13,27	13,61	13,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	4,05	4,38	3,85	3,44	5,89	3,67	5,58	1,03	0,23	0,42	0,52	0,77
FeO %	5,57	8,30	5,18	5,73	4,27	5,86	4,63	2,87	1,96	3,01	1,34	1,40
MnO %	0,16	0,22	0,13	0,20	0,16	0,15	0,18	0,10	0,02	0,00	0,05	0,03
MgO %	5,86	4,92	6,78	3,60	6,36	7,89	2,22	0,68	1,54	1,22	0,83	0,31
CaO %	10,44	6,08	8,28	6,59	10,37	10,02	7,16	3,24	1,31	2,78	1,42	1,11
Na <sub>2</sub> O %	3,01	5,32	4,30	6,00	2,73	3,17	3,87	3,97	3,38	3,60	3,34	2,73
K <sub>2</sub> O %	0,77	1,37	0,44	0,91	0,79	0,11	2,36	1,13	4,59	2,17	4,33	5,52
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,26	0,39	0,18	0,21	0,27	0,12	0,19	0,20	0,22	0,11	0,22	0,10
ППП %	0,61	0,00	0,45	0,05	0,23	0,40	0,00	0,00	0,24	0,03	0,22	0,55
Сумма %	99,94	100,02	99,64	100,01	100,36	99,46	99,77	99,74	100,34	99,44	100,29	99,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %											2,01	
Микроэлементы, г/т												
Be	0,69	0,84	0,95	0,83	0,78	0,71	1,16	0,91	3,49	1,58	4,61	3,77
B												
K												
V	154,00	158,00	285,00	131,00	185,00	285,00	189,00	30,70	6,19	40,80	8,52	13,80
P	1164,00	1061,00	1164,00	961,00	1842,00	800,00	731,00	1050,00	371,00	373,00	306,00	420,00
Cr	135,00	28,10	346,00	23,80	84,70	323,00	75,50	13,50	15,60	8,44	16,00	58,40
Ga	17,20	17,20	18,30	18,80	17,30	20,20	18,30	17,50	21,10	15,60	20,10	22,20
Rb	13,80	22,60	7,25	15,70	4,26	2,57	29,70	30,90	151,00	83,70	168,00	202,00
Sr	431,00	296,00	1137,00	454,00	501,00	251,00	309,00	149,00	123,00	316,00	111,00	221,00
Y	22,50	22,20	22,70	23,30	21,00	18,10	25,70	33,00	25,50	31,50	27,00	17,30
Zr	97,60	108,00	102,00	88,50	110,00	59,20	103,00	166,00	160,00	220,00	148,00	118,00
Nb	4,54	4,59	5,39	4,23	6,36	2,81	3,89	6,18	10,90	9,38	10,50	15,00
Mo	5,12	0,69	3,61	0,63	84,80	4,86	2,40	4,54	3,39	2,24	2,40	3,47
Sn	0,77	0,81	0,95	0,86	0,85	0,75	1,30	1,58	1,66	3,06	3,93	4,24
Cs	0,58	0,21	0,23	0,30	0,91	0,09	0,63	0,42	4,22	0,99	4,16	5,84
Ba	498,00	529,00	1125,00	473,00	251,00	128,00	799,00	330,00	1536,00	624,00	1478,00	1470,00
La	11,70	11,70	11,10	10,40	13,80	6,80	10,40	17,10	35,00	27,20	38,70	30,80
Ce	26,00	27,40	26,00	24,50	31,30	15,60	25,00	37,70	72,50	54,60	81,40	67,80
Pr	3,44	3,55	3,33	3,25	3,97	2,07	3,40	4,65	8,23	6,42	8,77	7,96
Nd	15,40	15,60	14,80	14,40	16,70	9,55	15,30	18,80	29,90	24,20	32,00	30,10
Sm	3,78	3,78	3,58	3,65	3,76	2,67	4,06	4,39	5,98	4,84	6,85	6,78
Eu	1,30	1,24	1,00	1,09	1,18	0,94	1,16	1,11	0,57	1,04	0,48	0,66
Gd	4,14	4,16	3,99	4,03	3,65	2,99	4,64	4,70	5,29	4,72	6,05	5,56
Tb	0,64	0,69	0,66	0,68	0,57	0,52	0,78	0,82	0,84	0,82	0,94	0,74
Dy	4,15	4,29	4,38	4,36	3,53	3,31	5,07	5,29	4,96	5,21	5,34	3,74
Ho	0,86	0,93	0,95	0,94	0,75	0,75	1,11	1,19	1,03	1,12	1,14	0,71
Er	2,48	2,74	2,68	2,73	2,12	2,15	3,20	3,52	2,96	3,39	3,22	1,95
Tm	0,35	0,40	0,41	0,42	0,32	0,31	0,49	0,57	0,46	0,51	0,49	0,28
Yb	2,25	2,56	2,63	2,66	2,01	2,04	3,32	3,71	3,06	3,33	3,16	1,87
Lu	0,34	0,39	0,39	0,41	0,31	0,32	0,48	0,58	0,46	0,50	0,48	0,27
Hf	2,24	2,84	2,53	2,36	2,29	1,61	3,15	4,30	5,07	5,65	5,08	4,66
Ta	0,31	0,34	0,59	0,32	0,33	0,98	0,34	0,40	1,18	0,71	1,31	1,25
W												
Th	1,38	1,41	1,25	1,16	1,31	0,92	2,03	3,20	12,50	6,96	14,10	13,00
U	0,46	0,57	0,43	0,45	0,36	0,27	0,77	1,20	4,64	2,73	4,10	5,96
Tl												
As												
F												
Li												
Sc	29,30	32,90	44,00	33,00	27,40	45,80	42,70	24,40	20,40	34,50	35,20	31,20
Co	32,00	20,00	37,70	18,80	55,80	44,60	8,81	5,90	2,43	5,02	2,00	2,43
Ni	41,00	16,30	107,00	16,70	43,50	82,50	33,50	13,70	12,60	10,50	12,60	20,10
Cu	37,50	35,10	29,70	32,90	51,60	36,10	1,00	23,00	23,40	18,40	1,00	7,94
Zn	89,60	75,80	139,00	88,30	85,20	117,00	102,00	78,20	39,30	59,50	75,20	89,90
Ge												
Ag												
Cd												
In												
Sb												
Pb												
Bi												

Комплекс, свита	Догдинская свита				Южно-Ниргизский плутонический комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый					
	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
Порода	Риолит	Риодацит	Риодацит	Риолит	Гранит	Гранит	Гранит	Кварцевый диорит	Габбродиорит	Габбродиорит
№ пробы	П33-0122/5	П33-0125/3	П33-0125/4	П33-1076/11	П33-1104	П33-1105	П33-1105/1	П33-2120/2	П33-2121	П33-2122
SiO <sub>2</sub> %	74,57	74,11	73,32	74,36	76,41	72,98	75,25	63,86	50,85	50
TiO <sub>2</sub> %	0,15	0,17	0,11	0,23	0,19	0,26	0,23	0,53	0,91	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	13,34	12,20	12,76	12,64	11,97	13,63	12,94	13,67	17,66	18,27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,19	0,46	1,27	0,75	0,23	0,84	0,33	1,59	2,35	1,64
FeO %	1,14	1,81	1,12	1,93	1,88	1,94	1,12	3,63	9,25	5,93
MnO %	0,00	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,03	0,08	0,2	0,1
MgO %	0,25	0,41	0,06	0,82	0,17	0,48	0,35	1,7	4,46	7,94
CaO %	1,79	1,02	1,39	2,00	1,08	2,43	1,05	4,66	10,42	11,17
Na <sub>2</sub> O %	4,39	3,56	4,28	4,57	3,67	3,68	3,28	5,27	2,85	3,08
K <sub>2</sub> O %	2,67	4,16	3,71	1,43	3,64	2,76	4,5	1,92	0,51	0,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,12	0,11	0,09	0,10	0,11	0,14	0,09	0,15	0,13	0,1
ппп %	0,00	0,72	0,00	0,90		0,21	0,03			
Сумма %	99,48	99,68	100,09	100,24	99,7	99,74	99,64	100,24	99,9	100,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> обн. %				2,89						
Микроэлементы, г/т										
Be	5,82	2,76	2,85	1,05	3,43	1,50	1,65	1,27	0,77	0,52
B										
K										
V	22,70	5,78	4,55	13,80	7,73	20,10	8,02	101,00	366,00	180,00
P	450,00	317,00	307,00	280,00	276,00	392,00	316,00	703,00	717,00	480,00
Cr	33,70	13,30	17,20	13,50	14,80	16,60	23,80	24,20	27,70	259,00
Ga	19,90	19,00	18,90	15,70	17,60	15,30	14,90	18,40	23,10	18,70
Rb	142,00	127,00	128,00	22,60	147,00	99,50	144,00	33,70	40,20	5,84
Sr	115,00	98,10	86,00	317,00	66,00	120,00	96,40	240,00	337,00	349,00
Y	30,10	26,40	27,40	32,60	15,40	13,90	13,40	29,60	20,60	11,80
Zr	159,00	144,00	127,00	199,00	197,00	173,00	104,00	184,00	57,30	39,50
Nb	11,90	9,90	10,00	7,72	13,30	8,05	11,60	6,68	3,20	1,71
Mo	3,49	1,37	2,49	2,94	0,06	0,62	-0,13	3,26	2,10	2,43
Sn	3,47	4,56	1,74	7,08	2,95	2,63	1,96	1,58	2,96	0,72
Cs	5,59	1,85	1,97	0,36	3,28	1,65	1,28	1,37	2,10	0,21
Ba	1468,00	1348,00	1366,00	401,00	919,00	574,00	646,00	500,00	305,00	184,00
La	33,00	30,30	34,20	21,10	16,20	22,40	26,50	19,90	8,25	5,74
Ce	68,40	62,20	69,30	45,50	30,60	43,90	52,40	41,90	18,60	12,00
Pr	7,96	7,08	8,05	5,28	3,05	4,38	5,48	4,99	2,49	1,51
Nd	29,40	26,10	29,30	20,60	10,30	15,20	19,10	19,30	11,20	6,75
Sm	6,08	5,30	5,86	4,32	1,64	2,83	3,48	4,45	2,94	1,75
Eu	0,79	0,48	0,49	0,78	0,55	0,60	0,45	1,06	0,90	0,68
Gd	5,27	4,60	5,02	4,25	1,62	2,44	2,84	4,69	3,41	1,87
Tb	0,83	0,75	0,82	0,77	0,30	0,39	0,42	0,80	0,58	0,33
Dy	5,04	4,41	4,89	5,01	2,11	2,48	2,52	5,22	3,86	2,14
Ho	1,05	0,92	1,01	1,11	0,52	0,51	0,50	1,20	0,86	0,46
Er	2,93	2,74	2,89	3,47	1,81	1,60	1,45	3,61	2,44	1,39
Tm	0,46	0,42	0,44	0,54	0,32	0,25	0,23	0,56	0,36	0,21
Yb	3,00	2,83	2,97	3,61	2,34	1,77	1,57	3,80	2,41	1,32
Lu	0,45	0,44	0,43	0,57	0,37	0,28	0,24	0,62	0,37	0,22
Hf	4,50	4,26	4,07	4,88	6,51	4,64	3,32	5,02	1,76	1,03
Ta	0,88	0,80	0,78	0,53	1,61	0,81	1,41	0,64	0,36	0,26
W										
Th	11,20	11,40	12,20	3,89	11,40	8,42	11,90	4,01	1,51	1,00
U	4,41	4,08	5,00	1,64	1,89	1,52	2,38	1,58	0,59	0,26
Tl										
As										
F										
Li										
Sc	26,00	26,80	27,00	35,10	30,30	28,50	31,10	30,90	45,90	44,20
Co	3,25	2,34	2,30	3,04	2,03	4,49	2,14	10,50	35,80	39,40
Ni	48,80	14,90	13,40	10,50	5,54	9,45	6,30	15,80	23,40	79,90
Cu	7,28	1,55	5,29	14,10	21,60	32,60	34,20	19,90	7,92	31,20
Zn	44,90	52,30	43,40	43,30	32,10	34,60	23,40	54,10	121,00	146,00
Ge										
Ag										
Cd										
In										
Sb										
Pb										
Bi										

Комплекс, свита	Бакы-дербекинский плутонический диорит-гранодиорит-гранитовый комплекс					
№ п/п	61	62	63	64	65	66
Порода	Диорит	Диорит	Габбро	Гранодиорит	Гранит	Гранит
№ пробы	Тр96-Р463-2	Тр96-Р464/3	Тр96-Р470-10	Ст-5322/11	Ду69-1584	Ду69-4836
SiO <sub>2</sub> %	60,20	55,34	50,98	66,60	72,70	76,30
TiO <sub>2</sub> %	0,91	0,82	0,75	0,53	0,19	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	16,00	16,80	16,08	15,70	14,73	12,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,24	0,18	0,53	0,34	0,60	0,40
FeO %	3,60	2,42	7,92	4,02	2,37	1,04
MnO %	0,03	0,05	0,11	0,10	0,04	0,02
MgO %	5,03	4,80	7,86	1,05	0,18	0,19
CaO %	7,30	13,28	9,78	3,29	0,84	0,84
Na <sub>2</sub> O %	2,11	1,78	1,86	2,84	3,30	3,40
K <sub>2</sub> O %	1,20	0,21	1,11	3,23	4,51	5,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,14	0,14	0,12	0,15	0,28	0,04
ппп %		0,00		0,68	0,04	0,12
Сумма %	97,48	99,63	97,41	98,76	100,58	100,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %						1,56
Микроэлементы, г/т						
Be						
B						
K						
V						
P						
Cr						
Ga						
Rb						
Sr						
Y						
Zr						
Nb						
Mo						
Sn						
Cs						
Ba						
La						
Ce						
Pr						
Nd						
Sm						
Eu						
Gd						
Tb						
Dy						
Ho						
Er						
Tm						
Yb						
Lu						
Hf						
Ta						
W						
Th						
U						
Tl						
As						
F						
Li						
Sc						
Co						
Ni						
Cu						
Zn						
Ge						
Ag						
Cd						
In						
Sb						
Pb						
Bi						

Комплекс, свита	Сахаынский плутонический комплекс гранит-лейкогранитовый									
	№ п/п	67	68	69	70	71	72	73	74	75
Порода	Гранит	Гранит	Гранит биотитовый	Гранит биотитовый	Гранит	Гранит биотитовый	Гранит биотитосодержащий	Гранит биотитосодержащий порфиroidный	Гранит биотитовый амфиболсодержащий	Гранит пегматоидный биотитосодержащий
№ пробы	A88-2427	Бр-4576/2	П33-1116	П33-1120	Д29-1038	Д29-1039	Д29-1039/1	Д29-1040	Д29-5039/30	Д29-5039/37
SiO <sub>2</sub> %	71,50	76,00	76,18	74,86	76,70	76,30	77,20	76,00	69,70	76,70
TiO <sub>2</sub> %	0,33	0,15	0,08	0,18	0,03	0,05	0,01	0,05	0,36	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	14,45	12,65	12,37	12,70	13,10	13,20	13,20	13,50	15,00	12,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,24	0,71	0,39	0,13	0,30	0,30	0,30	0,53	0,41	0,17
FeO %	2,39	1,49	1,01	2,14	0,82	0,96	0,34	0,55	2,80	0,73
MnO %	0,05	0,05	0,00	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,04	0,02
MgO %	0,50	0,26	0,16	0,22	0,10	0,10	0,10	0,10	1,08	0,10
CaO %	2,41	0,81	0,65	0,94	0,58	0,61	0,28	0,49	2,78	0,89
Na <sub>2</sub> O %	2,93	3,12	3,72	3,42	3,42	3,41	3,29	3,51	2,95	2,61
K <sub>2</sub> O %	3,94	4,16	4,43	4,28	4,61	4,39	4,93	4,66	3,87	5,25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,08	0,09	0,10	0,11	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05
ППП %	0,62	0,93	0,00	0,00	0,54	0,75	0,59	0,66	0,65	0,93
Сумма %	99,44	100,41	99,50	99,55	100,00	100,00	100,00	100,00	99,70	99,80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %			1,52		0,94	1,32	0,44	1,14	3,52	0,98
Микроэлементы, г/т										
Be			4,26	3,93	4,27	3,41	4,08	5,63	1,58	1,66
B										
K										
V			5,82	10,20	3,63	3,70	2,50	4,08	35,50	2,50
P			239,00	250,00						
Cr			15,20	16,80	5,40	1,00	1,05	3,90	45,20	11,70
Ga			22,00	19,40	19,30	17,80	19,00	18,80	17,40	13,30
Rb			286,00	230,00	275,00	221,00	371,00	302,00	174,00	161,00
Sr			42,40	58,30	19,30	19,70	7,29	18,90	191,00	28,40
Y			43,30	37,90	67,50	63,70	41,20	56,20	26,40	19,80
Zr			103,00	125,00	93,70	81,80	66,20	77,00	215,00	76,20
Nb			18,00	14,70	19,60	20,70	21,10	19,80	10,90	9,31
Mo			2,72	2,76	1,25	0,60	1,04	0,85	2,57	1,65
Sn			0,78	2,84						
Cs			5,11	7,55	13,80	6,27	5,78	11,70	8,51	2,29
Ba			128,00	701,00	73,30	111,00	23,40	114,00	949,00	167,00
La			23,10	32,40	18,90	20,00	7,39	16,70	42,40	5,63
Ce			52,90	68,50	43,10	51,10	18,10	40,70	77,80	18,80
Pr			6,67	7,60	5,78	5,58	2,48	4,69	8,50	1,28
Nd			26,80	28,00	22,60	20,90	10,60	19,80	32,30	5,17
Sm			7,38	6,24	7,23	6,54	3,76	5,99	5,51	1,39
Eu			0,17	0,32	0,12	0,14	0,02	0,12	0,91	0,19
Gd			7,94	6,22	7,12	6,74	3,43	5,72	4,55	1,71
Tb			1,42	1,09	1,53	1,46	0,91	1,42	0,81	0,36
Dy			9,05	7,08	10,50	10,50	6,91	10,30	4,49	2,77
Ho			1,87	1,55	2,08	2,20	1,55	2,07	0,96	0,64
Er			5,46	4,56	6,64	6,56	5,03	6,75	2,85	2,16
Tm			0,84	0,70	1,14	1,05	0,90	1,04	0,44	0,37
Yb			5,56	4,46	8,29	7,44	7,02	7,90	2,53	2,37
Lu			0,84	0,67	0,96	0,89	0,96	1,01	0,42	0,40
Hf			4,68	4,13	4,47	4,05	4,43	4,22	5,94	3,25
Ta			1,62	1,39	1,86	2,42	2,54	2,37	0,88	1,36
W					2,21	1,34	3,80	3,03	19,90	0,61
Th			20,40	16,70	18,40	20,70	28,60	26,50	15,60	11,90
U			7,05	3,32	4,17	5,79	7,69	7,27	3,26	3,72
Tl										
As										
F										
Li										
Sc			6,61	4,40						
Co			1,29	1,65						
Ni			14,10	11,40						
Cu			18,20	19,60						
Zn			165,00	32,10						
Ge										
Ag										
Cd										
In										
Sb										
Pb										
Bi										

Комплекс, свита	Арга-эмнекенский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый											
	№ п/п	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87
Порода	Гранодиорит биотит-роговообманковый с/з	Диорит кварцевый	Гранодиорит биотитовый	Гранодиорит амфибол-биотитовый	Гранодиорит	Гранодиорит амфибол-биотитовый пироксенсодержащий	Гранодиорит биотитовый амфиболсодержащий	Гранит амфибол-биотитовый	Гранит-порфир окварцованный серицитизированный	Гранит амфибол-биотитовый	Кварцевый диорит порфировый контактово-метаморфизованный	Гранит амфибол-биотитовый
№ пробы	2002	2008-197	2010-508	Д23-Дн-1153/3	Д23-Дн-1154А	Д23-Дн-4156/1	Д23-4310/8	Д23-5177/3	Д23-5180/1	Д23-5188	Д23-5282/3	Д23-Дн-6019/1
SiO <sub>2</sub> %	68,80	62,50	63,00	63,20	63,50	65,60	66,00	69,00	76,00	72,00	69,40	69,50
TiO <sub>2</sub> %	0,39	0,92	0,67	0,74	0,68	0,66	0,79	0,45	0,07	0,39	0,45	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	14,90	16,20	16,10	15,30	15,50	14,50	15,00	13,80	12,40	13,50	13,30	15,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,52	1,40	0,74	1,61	0,84	1,31	1,86	1,24	0,49	0,96	1,43	0,45
FeO %	2,80	4,78	4,32	4,80	4,12	3,38	4,79	3,20	1,27	2,47	3,67	2,54
MnO %	0,06	0,13	0,10	0,06	0,09	0,09	0,11	0,09	0,04	0,07	0,03	0,07
MgO %	1,76	2,41	2,92	2,75	3,42	2,86	1,59	2,00	0,15	1,24	2,72	1,00
CaO %	3,41	5,15	5,11	2,74	3,63	3,52	2,47	3,20	1,39	2,70	2,84	2,14
Na <sub>2</sub> O %	2,68	2,51	2,97	1,88	2,52	3,09	3,08	2,27	1,81	2,44	1,60	3,07
K <sub>2</sub> O %	4,14	2,27	2,90	3,94	3,54	3,01	2,31	2,96	2,85	2,98	2,09	4,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,10	0,21	0,17	0,11	0,10	0,15	0,22	0,13	0,07	0,11	0,14	0,10
ппп %	0,50	1,18	0,78	2,22	1,60	1,24	1,02	1,14	3,02	0,80	1,71	1,34
Сумма %	100,00	100,00	100,00	99,90	99,90	99,80	99,80	99,80	99,70	99,90	99,80	100,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	3,64	6,70	5,54	6,94	5,41	5,07	7,18	4,80	1,91	3,70	5,51	3,27
Микроэлементы, г/т												
Be	2,00	1,77	1,85	2,51	1,37	2,05	2,63	1,51	1,92	1,20	2,02	3,17
B												
K												
V	69,20	157,00	108,00	87,50	88,30	68,80	49,50	59,90	2,50	45,80	64,80	32,20
P												
Cr	21,50	18,90	32,80	88,70	87,60	75,50	23,70	71,70	10,50	46,10	98,90	26,60
Ga	16,70	20,00	17,60	16,90	15,20	15,90	19,40	14,70	14,80	14,00	16,00	15,30
Rb	139,00	83,30	92,60	163,00	123,00	118,00	204,00	102,00	90,80	91,80	113,00	128,00
Sr	412,00	580,00	496,00	166,00	183,00	392,00	194,00	165,00	120,00	206,00	308,00	215,00
Y	17,10	30,20	23,00	28,50	30,40	14,80	36,40	22,00	1,94	18,90	21,00	26,60
Zr	205,00	239,00	227,00	168,00	197,00	136,00	205,00	147,00	71,30	112,00	162,00	186,00
Nb	13,80	12,60	14,40	12,40	11,20	12,10	12,60	8,03	9,10	7,36	8,34	9,11
Mo	1,38	0,89	0,60	1,72	1,17	2,19	2,11	2,40	2,61	2,19	1,93	1,96
Sn	3,90	0,73	1,45									
Cs	7,27	4,71	4,18	9,38	12,30	5,72	20,50	7,80	7,65	5,14	11,60	4,07
Ba	779,00	776,00	896,00	976,00	870,00	803,00	469,00	712,00	663,00	598,00	232,00	973,00
La	30,80	54,00	43,20	31,50	27,60	36,10	11,80	22,90	25,40	27,30	28,30	49,50
Ce	59,00	103,00	79,30	59,80	57,80	66,90	25,20	42,80	46,70	49,20	57,50	90,00
Pr	6,78	12,20	9,12	6,75	7,06	7,29	3,38	4,91	5,39	5,55	6,60	9,78
Nd	24,20	44,60	33,30	25,40	25,50	28,00	16,30	20,10	20,90	20,50	26,00	34,80
Sm	4,27	8,26	5,73	5,04	5,53	5,12	5,12	3,95	4,06	3,65	5,57	6,64
Eu	1,21	1,73	1,35	1,17	0,89	1,19	0,76	0,79	0,76	0,88	0,86	0,87
Gd	3,67	6,98	4,64	4,89	4,53	3,95	5,38	3,92	2,46	3,64	4,80	5,70
Tb	0,55	1,01	0,76	0,77	0,78	0,55	0,84	0,59	0,23	0,58	0,78	0,83
Dy	3,15	5,60	4,46	5,07	5,31	2,83	5,62	3,32	0,71	2,93	3,72	4,73
Ho	0,57	1,08	0,79	1,08	0,99	0,49	1,30	0,76	0,07	0,63	0,71	0,88
Er	1,76	3,22	2,53	2,81	2,85	1,44	3,87	2,08	0,10	1,99	1,98	2,65
Tm	0,31	0,53	0,42	0,44	0,45	0,28	0,60	0,38	0,01	0,35	0,32	0,39
Yb	1,84	3,31	2,58	2,58	2,64	1,34	3,83	2,19	0,08	1,94	2,10	2,54
Lu	0,30	0,48	0,38	0,41	0,44	0,18	0,53	0,32	0,01	0,30	0,30	0,40
Hf	5,43	5,62	5,14	4,40	4,91	3,82	5,30	3,86	2,60	3,41	4,58	5,02
Ta	1,89	1,09	1,19	0,99	0,88	1,23	0,83	0,71	0,81	0,72	0,75	0,95
W	0,50	0,50	0,58	2,10	2,18	1,19	0,84	0,77	0,74	0,50	0,50	1,09
Th	21,60	14,40	14,90	11,70	11,70	13,80	10,30	9,32	7,74	12,00	8,77	15,10
U	3,12	3,07	1,23	3,35	3,63	3,40	5,56	1,99	1,83	2,96	2,96	3,82
Tl												
As	1,58	2,22	3,60									
F												
Li	20,40	25,90	32,20									
Sc	7,13	14,60	11,60									
Co	4,48	8,88	10,80									
Ni	5,35	7,05	7,80									
Cu	2,30	4,20	6,25									
Zn	42,50	73,00	79,10									
Ge	1,32	1,62	1,41									
Ag	0,02	0,03	0,04									
Cd	0,10	0,09	0,10									
In	0,10	0,10	0,10									
Sb	0,47	0,37	0,58									
Pb	11,80	9,27	12,90									
Bi	0,10	0,10	0,10									

Комплекс, свита	Омчикандинский плутонический комплекс лейкогранит-гранитовый							
№ п/п	89	90	91	92	93	94	95	96
Порода	Гранит биотитовый	Гранит аплитовидный	Гранит биотитовый	Гранит биотитовый порфиоровидный	Гранит биотитовый порфиоровидный	Гранит биотитовый порфиоровидный	Гранит биотитовый	Гранит биотитосодержащий порфиоровидный
№ пробы	Д23-Дн-1006	Д23-3176/8	Д23-3177/2	Д23-Дн-Дн-4096	Д23-5135	Д23-5136	Д23-5207	Д23-5300
SiO <sub>2</sub> %	69,55	78,60	76,40	75,20	72,60	79,40	75,10	79,60
TiO <sub>2</sub> %	0,37	0,13	0,22	0,25	0,31	0,09	0,25	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	15,18	10,90	12,20	12,10	13,70	10,70	12,10	10,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,72	0,45	0,44	0,67	0,77	0,33	0,71	0,31
FeO %	2,95	1,15	1,13	1,71	1,97	0,86	1,82	0,79
MnO %	0,04	0,03	0,03	0,05	0,06	0,02	0,04	0,02
MgO %	0,58	0,23	0,27	0,62	0,68	0,13	0,47	0,17
CaO %	2,11	0,96	1,09	1,46	1,84	0,94	1,20	0,82
Na <sub>2</sub> O %	3,30	2,30	2,28	2,03	3,11	2,51	2,60	2,31
K <sub>2</sub> O %	4,09	3,88	4,74	4,32	3,92	4,01	3,26	4,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,40	0,07	0,11	0,07	0,09	0,06	0,09	0,05
ппп %	0,20	0,98	0,86	1,19	0,68	0,75	1,95	0,95
Сумма %	99,29	99,90	99,80	99,80		99,90	99,80	99,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %		1,72	1,70	2,57	2,96	1,29	2,73	1,18
Микроэлементы, г/т								
Be	3,16	2,14	2,42	1,73	1,53	2,60	2,04	2,65
B	15,00							
K								
V	23,50	7,20	8,45	17,60	22,60	3,86	15,30	5,95
P	490,00							
Cr	11,00	24,50	24,90	33,40	20,70	22,60	18,90	20,30
Ga	18,40	14,20	15,60	13,70	16,50	12,40	14,40	11,70
Rb		175,00	155,00	131,00	170,00	160,00	131,00	147,00
Sr	189,00	55,70	85,60	161,00	182,00	44,10	129,00	70,90
Y	29,60	39,30	11,50	18,10	33,50	36,30	27,50	28,80
Zr	162,00	95,90	121,00	127,00	182,00	74,00	135,00	85,50
Nb	13,10	9,89	11,90	7,36	9,79	6,41	10,50	8,10
Mo	0,10	3,11	3,71	4,37	1,71	2,82	1,67	2,78
Sn	4,92							
Cs		9,25	4,63	8,67	11,10	6,04	4,03	3,64
Ba	725,00	194,00	437,00	1070,00	555,00	113,00	492,00	237,00
La	40,80	25,50	28,40	36,70	22,00	23,80	33,70	11,60
Ce	82,10	55,00	59,20	71,60	39,10	49,80	63,80	27,00
Pr		6,26	6,51	7,65	4,89	5,85	6,99	2,79
Nd		26,40	26,10	29,10	18,60	22,70	27,10	10,70
Sm		6,51	5,22	5,23	4,04	5,47	5,13	2,80
Eu		0,30	0,55	0,69	0,77	0,22	0,62	0,25
Gd		6,51	3,94	4,44	4,25	5,27	5,49	2,92
Tb		0,91	0,51	0,57	0,82	0,79	0,77	0,55
Dy		5,65	2,27	3,48	5,17	5,07	4,20	3,87
Ho		1,31	0,39	0,53	1,11	1,16	0,90	0,88
Er		3,93	1,00	1,92	3,58	3,73	2,73	3,22
Tm		0,71	0,15	0,36	0,55	0,66	0,43	0,72
Yb	2,83	4,55	1,07	1,82	3,68	4,21	2,82	4,25
Lu		0,64	0,14	0,28	0,66	0,58	0,39	0,66
Hf		3,70	3,62	3,82	5,43	2,69	3,68	3,55
Ta		1,81	0,89	0,82	1,12	1,66	1,28	1,37
W	1,52	0,51	0,57	0,50		0,75	0,57	0,67
Th		19,20	15,70	13,40	20,50	24,00	14,00	15,90
U		5,16	3,57	3,68	5,11	9,92	2,29	5,03
Tl								
As	92,30							
F								
Li								
Sc	18,60							
Co	4,14							
Ni	6,69							
Cu	8,99							
Zn	32,60							
Ge								
Ag	0,33							
Cd	0,05							
In	0,05							
Sb	0,23							
Pb	12,50							
Bi	0,79							

Комплекс, свита	Эликчанский плутонический комплекс гранит-гранодиоритовый											
	№ п/п	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107
Порода	Гранит биотитовый	Гранит биотитовый	Гранит биотитовый	Гранит м/з биотитовый	Гранодиорит	Гранодиорит	Гранодиорит биотит-амфиболовый порфировидный	Граносиенит биотитовый(гибридная порода)	Гранодиорит биотитовый окварцованный	Гранит	Гранодиорит амфибол-биотитовый	Гранодиорит
№ пробы	1	11	14	20-740/2	Д23-Дн-1017/2	Д23-Дн-1063/6	Д23-Дн-1064/2	Д23-Дн-1066/1	Д23-Дн-1067/1	Д23-Дн-1069	Д23-Дн-1176/5	Д23-Дн-1177
SiO <sub>2</sub> %	77,2	76,5	75,8	66,5	64,4	64,4	64	63,4	71,7	71,8	65,3	65,9
TiO <sub>2</sub> %	0,17	0,14	0,12	0,33	0,66	0,63	0,7	0,49	0,27	0,28	0,59	0,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	12,2	12,8	12,8	14,9	16	16	15,7	19,1	15	14,8	16,1	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,3	0,3	0,3	4,32	1,29	1,77	1,54	1,04	1,07	0,32	1,82	1,1
FeO %	1,52	1,29	1,29	0,25	2,74	2,06	2,74	1,65	0,69	1,58	2,61	2,95
MnO %	0,036	0,033	0,015	0,1	0,087	0,071	0,081	0,048	0,046	0,037	0,072	0,1
MgO %	0,19	0,29	0,11	0,66	2,26	2,47	3,01	0,72	0,24	0,46	1,75	1,93
CaO %	0,86	0,95	0,61	2,89	3,61	3,45	4,12	2,55	0,91	1,38	3,18	3,61
Na <sub>2</sub> O %	3,08	3,12	3,12	2,25	3,33	3,27	3,07	3,61	3,1	3,27	3,08	2,89
K <sub>2</sub> O %	4,27	4,56	5,39	2,9	4,1	4,61	3,79	5,31	5,35	4,79	4,06	3,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,05	0,05	0,05	0,11	0,23	0,28	0,27	0,092	0,05	0,054	0,14	0,17
ППП %	0,37	0,34	0,33	5,17	0,96	0,83	0,54	1,33	1,38	1,01	0,91	0,58
Сумма %	100	100	100	100	99,9	100	99,9	99,5	99,9	100	100	99,9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	1,88	1,65	1,61	4,57	4,34	4,06	4,59	2,87	1,84	2,07	4,72	4,38
Микроэлементы, г/г												
Be	5,37	5,04	4,67	1,41	4,2	6,75	5,95	3,42	2,6	3,22	3,87	2,51
B												
K												
V	9,98	6,08	5,15	16,3	84,8	83	107	37,4	13,7	15,3	59,3	59,7
P												
Cr	2,99	3,02	2,4	4,17	31,2	63,4	100	19,6	6,86	6,38	41,9	46
Ga	18	19,1	19,9	18,6	19,9	17,2	19,8	21,6	17,3	16,6	17,4	16,8
Rb	253	268	309	92,2	171	159	169	109	166	152	126	124
Sr	101	93,1	61,1	142	661	811	742	375	129	134	343	339
Y	30,7	20,2	33	29,9	29,4	21	29,9	24,7	36,8	35,1	31	24,5
Zr	201	209	198	292	206	203	238	419	175	231	157	186
Nb	20,7	19,9	16,2	14	24,2	24,7	25,8	12,6	12	12,7	10,4	10,5
Mo	2,87	0,6	0,6	1,18	1,78	4,64	2,71	0,72	0,9	0,88	1,48	2,04
Sn	2,59	2,85	2,89	1,68								
Cs	5,86	9,93	8,92	5,73	7,48	6,29	11,7	4,17	6,38	4,94	5,52	10,9
Ba	180	206	160	473	912	794	809	4150	746	736	936	763
La	52,4	36,3	53,9	41,3	61,1	70	87,8	39,8	57,3	53,7	52,9	43,5
Ce	105	73,7	108	80,9	123	136	166	74,4	116	101	110	81,6
Pr	12,1	8,37	12,5	9,65	14	15,1	18,9	8,64	13,9	11,3	12,3	8,9
Nd	40,4	28,3	40,8	36,1	49,2	51,8	65,8	32,4	49,8	41	45,1	35
Sm	6,75	5,39	7,47	6,66	7,93	8,65	10,6	6,32	9,75	8,08	7,93	5,3
Eu	0,5	0,53	0,39	1,31	1,94	1,77	1,93	2,31	0,66	0,69	1,31	1,17
Gd	5,8	4,08	6,77	6,12	7,1	6,71	9,45	5,4	8,36	7,74	7,1	5,64
Tb	0,82	0,57	0,88	0,97	0,94	0,8	1,2	0,8	1,1	0,96	1	0,76
Dy	4,83	3,47	4,96	5,78	5,44	4,18	5,54	4,84	6,91	6	5,98	4,44
Ho	0,91	0,59	1,06	1,05	1	0,75	1,04	0,81	1,21	1,14	1,13	0,89
Er	3,08	1,96	3,27	3,21	2,73	2	2,8	2,56	3,42	3,34	3,06	2,24
Tm	0,59	0,37	0,67	0,47	0,48	0,31	0,42	0,37	0,52	0,47	0,44	0,38
Yb	3,89	2,7	4,3	3,09	3,13	2,14	3,3	2,74	3,48	3,28	3,23	2,29
Lu	0,59	0,42	0,62	0,48	0,41	0,33	0,45	0,39	0,46	0,46	0,4	0,36
Hf	5,99	6,04	6,07	7,02	5,23	5,42	6,32	9,04	5,05	6,8	4,35	5,1
Ta	2,89	2,86	2,9	1,04	2,42	3,1	3,31	0,9	1,07	1,42	0,93	0,88
W	0,5	1,62	0,64	0,77	0,84	1,92	3,52	1,07	3,07	1,08	1,48	1,31
Th	40,5	46,9	46,9	10,9	32,4	34,3	37	8,8	16,7	19	14,8	14,1
U	4,46	11,1	6,68	2,3	9,45	11,9	13	2,13	3,55	3,31	4,5	3,78
Tl												
As	3,14	3,01	3,65	4,69								
F												
Li	58,5	63,7	42,9	17,6								
Sc	2,56	2,33	2,15	10,9								
Co	1,46	1,19	0,78	4,51								
Ni	2,77	1,73	1,64	7,62								
Cu	3,67	3,14	1,52	15,5								
Zn	44,2	36	34,1	241								
Ge	1,69	1,44	1,64	1,54								
Ag	0,041	0,047	0,037	0,15								
Cd	0,082	0,065	0,051	1								
In	0,1	0,1	0,1	0,1								
Sb	0,44	0,21	0,17	1,59								
Pb	18,6	19,4	19,1	72,6								
Bi	0,1	0,1	0,5	0,1								

Комплекс, свита	Святоносский плутонический комплекс гранодиорит-гранитовый				Полярнинский гипабиссальный комплекс редкометалльных лейкогранитов								
	№ п/п	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120
Порода	Гранит биотитовый	Гранит биотитовый	Гранит биотитовый	Гранит биотитовый	Биотитовый гранит	Биотитовый гранит	Гранит-порфир	Гранит-порфир	Мелкозернистый биотитовый гранит	Мелкозернистый биотитовый гранит	Гранит-порфир	Гранит-порфир	Аляскит
№ пробы	10	6-265	7-552/3	9-13	1	2	Кз-018	Кз-1466	Му67-1579а	Му67-1574д	61	63	93-П
SiO <sub>2</sub> %	73,7	75,4	70,9	74,1	71,32	71,68	75,06	75,51	72,46	75,26	75,35	75,57	78,02
TiO <sub>2</sub> %	0,18	0,31	0,33	0,18	0,38	0,36	0,21	0,24	0,22	0,12	0,02	0,01	0,001
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	13,7	13,7	14,7	14,1	13,72	13,4	13,11	12,51	14,51	13,12	13,71	13,65	12,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,59	1,56	0,45	0,49	0,48	0,5	0,71	0,44	0,16	0,36	0,49	1,06	0,13
FeO %	1,67	0,25	2,27	1,74	2,55	2,48	0,9	1,08	1,6	1,29	1,14	0,71	0,25
MnO %	0,025	0,01	0,031	0,022	0,06	0,05	0,04	0,04	0,05	0,06	0,01	0,01	0,001
MgO %	0,21	0,22	0,55	0,21	0,56	0,46	0,43	0,89	0,44	0,001	0,1	0,1	0,21
CaO %	0,83	0,2	1,6	0,9	1,23	1,11	0,6	0,19	0,8	1,08	0,46	0,38	0,6
Na <sub>2</sub> O %	3,23	2,54	3,35	3,3	2,83	2,73	3,22	2,85	3,77	3,51	3,19	3,58	2,32
K <sub>2</sub> O %	5,28	5,06	4,53	4,76	4,86	4,94	4,82	4,32	5,52	5,14	4,76	4,59	5,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,05	0,084	0,068	0,05	0,21	0,22			0,001	0,001			0,001
ППП %	0,57	1,18	1,33	0,46					0,18	0,5	0,6	0,4	0,001
Сумма %	100	100	100	101	99,82	99,96	100,57	100,89					100,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	2,45	1,64	2,97	2,42									
Микроэлементы, г/т													
Be	2,74	3,21	2,62	2,9	13,3	13,3							
B					62	78							
K													
V	6,38	11,4	17,8	7,37	22	21							
P													
Cr	3,03	3,48	5,97	3,36									
Ga	22,7	21	19,2	22									
Rb	220	244	153	204	310	316							
Sr	54,7	80,4	120	59,2	114	92							
Y	37,9	30,2	33,9	35,5									
Zr	328	274	324	352									
Nb	17,8	11,5	16,5	19,4									
Mo	2,25	2,51	0,94	0,6	2,7	2,8							
Sn	5,17	1,97	5,46	4,28	15	14							
Cs	8,24	12,8	4,37	9,19									
Ba	426	523	631	409	325	298							
La	67,3	35,3	54,3	62									
Ce	129	69,7	105	119									
Pr	14,7	8,26	12,2	13,6									
Nd	52	30,9	42,9	47,2									
Sm	9,62	6,32	8,18	8,97									
Eu	0,48	0,83	0,69	0,44									
Gd	8,28	5,65	7,07	8,07									
Tb	1,21	0,91	1,03	1,13									
Dy	6,63	5,46	6,28	6,74									
Ho	1,27	1,09	1,22	1,25									
Er	4,04	3,24	3,49	4									
Tm	0,63	0,56	0,57	0,58									
Yb	3,8	3,44	3,55	3,75									
Lu	0,56	0,51	0,56	0,54									
Hf	8,3	7,18	8,59	8,83									
Ta	1,51	1,15	1,72	1,44									
W	1,92	0,8	0,67	0,98	10,1	9,8							
Th	22,6	19,7	20,6	19,6									
U	3,96	3,78	3,04	3,99									
Tl													
As	44,1	161	16,3	29,7	231	228							
F													
Li	39,8	33,9	33,9	59,2	84	84							
Sc	5,45	4,73	6,5	5,62									
Co	2,01	3,13	3,42	2	3,3	6,2							
Ni	3,48	4,59	6,44	4,13	15	16							
Cu	15,6	10,5	5,97	7,1	40	34							
Zn	42,5	27,5	57,8	60,8	176	72							
Ge	1,73	1,65	1,79	1,78									
Ag	0,28	0,18	0,048	0,078	0,46	1,5							
Cd	0,13	0,054	0,075	0,11									
In	0,1	0,1	0,1	0,1									
Sb	0,39	2,36	0,69	0,5	2,2	2							
Pb	20,9	21,7	20,4	21,2	24	21							
Bi	1,01	0,25	0,1	0,8									



Комплекс, свита	Сасыл-тиннахская толща							Сасыл-тиннахская вулcano-плутоническая ассоциация гранит-риолитовая						
	№ п/п	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134
Порода	Риолит	Риодацит биотитсодержащий окварцованный аргиллизированный	Риолит	Кластолава риолита	Кластолава риодацита	Трахирриодацит	Риолит	Риолит	Граносиенит	Риолит	Граносиенит-порфир биотитовый	Гранит щелочнополевошпатовый биотитовый	Гранит мелкозернистый щелочнополевошпатовый биотитовый	Гранит биотитовый
№ пробы	Д23-Дн-1164/3	Д23-Дн-1164/4	Д23-Дн-1181	Д23-Дн-1200/6	Д23-Дн-1200/9	Д23-Дн-1087	Д23-Дн-1094/3	Д23-Дн-1107/1	Д23-5104	П27-1127/11	Д23-5266/6	Д29-4217/1	Д29-5007/42	Д29-5017
SiO <sub>2</sub> %	75,10	76,50	76,90	73,30	72,10	74,70	76,10	77,80	75,10	66,41	68,60	74,90	77,70	74,00
TiO <sub>2</sub> %	0,06	0,06	0,19	0,26	0,37	0,16	0,07	0,08	0,14	0,19	0,33	0,15	0,05	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	15,70	14,20	12,40	14,50	14,90	13,60	13,30	12,70	13,80	17,06	15,70	12,50	11,40	13,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,33	0,30	0,73	1,06	1,37	1,57	1,08	0,54	0,42	1,81	0,74	1,07	0,21	1,05
FeO %	0,25	0,25	1,23	1,17	1,37	0,55	0,34	0,25	1,09	1,98	1,91	1,16	0,73	1,33
MnO %	0,02	0,02	0,06	0,03	0,04	0,13	0,02	0,01	0,03	0,14	0,05	0,04	0,02	0,05
MgO %	0,14	0,10	0,18	0,47	0,62	0,13	0,10	0,11	0,18	0,50	0,58	0,15	0,10	0,24
CaO %	0,05	0,12	0,34	0,32	0,23	0,29	0,11	0,09	0,94	1,31	1,74	0,81	1,07	0,54
Na <sub>2</sub> O %	1,80	7,10	2,63	3,46	2,65	2,66	2,75	2,68	3,18	1,77	2,98	3,18	3,08	3,34
K <sub>2</sub> O %	4,50	0,61	4,04	3,83	4,11	4,98	4,73	4,73	5,40	5,99	5,28	4,82	4,67	5,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,05	0,09	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,07	0,05	0,05	0,05
ппп %	2,14	0,87	1,12	1,47	1,95	1,17	1,40	1,18	0,86	2,45	1,52	0,89	0,69	0,94
Сумма %	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00		99,68	99,80	99,80	99,80	99,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	0,55	0,45	2,10	2,35	2,89	2,18	1,46	0,69	1,64		2,86	2,36	1,02	2,33
Микроэлементы, г/т														
Be	1,58	1,42	4,98	4,86	5,16	2,58	5,53	2,15	2,51	1,49	1,88	6,25	4,54	3,73
B														
K														
V	5,40	4,27	20,00	33,70	41,60	18,20	3,69	8,09	6,27	11,30	17,80	3,27	2,50	2,50
P														
Cr	4,20	26,40	27,70	37,10	29,80	25,10	3,23	17,10	146,00	48,50	16,50	20,60	13,80	16,40
Ga	20,50	10,20	19,30	23,50	20,30	20,00	23,70	19,90	17,80	205,00	17,70	22,50	18,10	22,70
Rb	134,00	19,50	162,00	220,00	224,00	170,00	304,00	143,00	192,00	99,00	123,00	400,00	294,00	457,00
Sr	44,80	102,00	47,70	57,90	62,50	75,30	9,19	52,90	29,80		353,00	42,40	22,80	58,10
Y	21,80	26,20	37,00	70,90	48,50	54,70	34,80	29,90	15,90	20,30	20,00	23,70	25,60	30,60
Zr	105,00	78,40	101,00	103,00	111,00	186,00	207,00	74,00	184,00	211,00	300,00	223,00	82,80	231,00
Nb	13,30	8,90	13,50	20,50	17,60	14,60	41,20	14,30	13,50	12,30	9,05	54,60	29,80	51,30
Mo	0,83	1,51	1,41	1,36	1,16	2,80	1,11	0,81	17,20	2,86	0,71	2,46	10,00	2,80
Sn										3,64				
Cs	3,13	1,52	7,53	7,31	8,16	4,80	7,03	1,82	9,31	5,68	6,12	9,14	3,58	6,16
Ba	687,00	175,00	236,00	247,00	358,00	422,00	56,20	248,00	132,00	1671,00	1370,00	87,00	33,90	87,00
La	34,00	30,20	25,90	30,00	14,30	79,30	67,40	2,66	27,90	41,30	36,50	87,30	8,80	105,00
Ce	70,70	65,80	57,90	64,30	29,90	147,00	130,00	5,62	54,40		67,10	167,00	21,70	201,00
Pr	8,67	7,69	7,06	8,10	3,91	16,90	13,90	0,65	5,95	9,75	7,41	14,50	2,63	18,90
Nd	32,60	31,10	28,10	33,60	16,30	61,30	44,30	2,58	21,10	37,30	27,60	44,00	10,10	60,90
Sm	6,30	7,99	6,14	8,17	4,05	10,80	5,72	0,89	3,70	7,13	4,88	5,69	3,31	9,03
Eu	0,53	1,12	0,24	0,29	0,39	0,37	0,10	0,03	0,11	1,43	1,24	0,14	0,09	0,28
Gd	5,09	8,51	5,28	7,72	4,18	10,40	5,85	1,37	2,99	5,41	4,59	4,61	3,03	6,07
Tb	0,64	1,42	1,00	1,75	1,11	1,63	0,85	0,47	0,50	0,74	0,63	0,67	0,55	1,02
Dy	3,84	7,95	6,40	11,70	7,51	9,76	5,18	3,88	3,23	3,77	3,32	3,53	3,78	5,43
Ho	0,72	1,28	1,15	2,25	1,64	1,85	1,03	0,86	0,66	0,69	0,67	0,73	0,77	0,96
Er	1,65	2,73	3,49	6,98	5,06	4,82	3,22	2,60	2,07	1,91	2,07	2,26	2,60	3,28
Tm	0,28	0,35	0,59	0,97	0,77	0,75	0,45	0,36	0,36	0,27	0,33	0,35	0,45	0,52
Yb	1,64	2,17	3,51	7,49	5,49	4,96	3,66	2,85	2,53	1,71	1,79	2,87	2,90	3,62
Lu	0,21	0,27	0,50	0,98	0,82	0,67	0,45	0,34	0,40	0,25	0,38	0,41	0,42	0,54
Hf	3,65	2,68	3,30	4,45	4,12	5,81	7,35	2,85	6,28	5,40	7,66	8,50	4,28	8,27
Ta	1,12	1,04	1,34	2,17	1,67	1,42	3,08	1,59	1,17	0,90	0,75	4,51	4,79	3,90
W	0,50	3,67	3,23	4,43	3,65	1,82	2,12	1,86	3,11		0,77	2,28	2,68	7,21
Th	7,73	10,00	15,00	21,60	18,70	24,10	32,90	10,90	17,70	11,10	7,76	58,80	30,40	85,20
U	2,32	2,23	4,26	8,18	6,23	7,20	5,26	3,94	4,59	2,95	2,27	4,47	7,87	7,09
Tl														
As														
F														
Li														
Sc														
Co										3,74				
Ni										44,90				
Cu														
Zn											20,80			
Ge											84,20			
Ag														
Cd														
In														
Sb														
Pb														
Bi														

Комплекс, свита	Джахтардахская свита							
	№ п/п	136	137	138	139	140	141	142
Порода	Андезит	Андезиба- зальт	Базальт оливино- вый альбитизи- рованный, хло- ритизированный	Андезиба- зальт	Андезиба- зальт	Андезит	Андезида- цит	Трахиандезит пироксен- биотитовый
№ пробы	Д29-0373А	Д29-1014/4	Д29-1046/3	Д29-1046/4	Д29-1046/6	Д29-1046/8	Д29-1065/9	Д29-5022/31
SiO <sub>2</sub> %	58,70	56,50	54,80	55,30	53,30	58,00	63,00	64,50
TiO <sub>2</sub> %	0,61	0,74	0,90	0,92	0,92	0,71	0,62	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	14,60	15,10	15,30	15,10	15,50	15,80	15,50	15,10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	2,25	2,26	2,62	1,78	2,26	1,41	1,26	3,05
FeO %	2,06	3,43	3,29	3,91	4,25	3,43	2,20	1,23
MnO %	0,08	0,10	0,08	0,13	0,10	0,05	0,10	0,10
MgO %	3,91	3,62	3,91	4,94	5,14	3,54	3,11	1,29
CaO %	4,05	5,52	7,21	4,40	5,41	5,91	2,36	2,36
Na <sub>2</sub> O %	2,92	2,98	2,11	3,57	4,15	2,42	3,37	3,04
K <sub>2</sub> O %	4,15	2,78	2,93	2,98	2,61	2,91	4,08	6,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,30	0,37	0,39	0,40	0,42	0,21	0,27	0,23
ППП %	5,86	6,07	6,07	5,72	5,31	4,97	3,63	1,90
Сумма %	99,70	99,90	99,90	99,60	99,80	99,70	99,80	99,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	4,54	6,06	6,28	6,12	6,98	5,21	3,70	4,42
Микроэлементы, г/т								
Be	2,50	2,38	3,29	2,63	1,79	2,71	1,92	2,83
B								
K								
V	89,00	130,00	152,00	127,00	126,00	107,00	77,40	61,30
P								
Cr	312,00	433,00	133,00	138,00	121,00	145,00	78,60	28,10
Ga	20,40	18,60	18,20	14,90	16,30	20,00	18,10	17,80
Rb	178,00	89,40	76,40	71,50	66,90	83,50	123,00	216,00
Sr	787,00	817,00	1110,00	796,00	1150,00	844,00	543,00	886,00
Y	21,70	21,00	20,50	18,90	18,80	17,90	17,80	19,50
Zr	241,00	156,00	192,00	168,00	164,00	185,00	169,00	308,00
Nb	17,90	12,70	15,60	12,70	13,00	13,50	13,70	22,80
Mo	1,60	1,60	1,45	1,20	0,60	1,20	1,79	2,55
Sn								
Cs	3,83	3,86	7,27	0,56	1,58	4,21	2,73	8,89
Ba	1470,00	1220,00	2150,00	1300,00	1090,00	1120,00	1700,00	2410,00
La	51,70	55,40	46,30	42,20	41,30	42,50	48,30	65,20
Ce	99,50	102,00	90,00	83,10	84,30	78,10	92,00	128,00
Pr	10,70	12,40	10,70	9,42	9,63	8,78	10,20	14,40
Nd	41,60	47,60	41,50	37,90	39,00	32,30	36,50	53,10
Sm	6,99	8,81	7,24	6,70	6,50	5,26	6,12	8,32
Eu	1,74	1,78	2,09	1,67	1,54	1,52	1,55	1,90
Gd	6,08	6,58	5,67	4,82	5,13	4,17	4,60	6,52
Tb	0,81	0,80	0,82	0,78	0,77	0,71	0,60	0,81
Dy	4,21	4,58	4,04	3,68	3,80	3,47	3,41	4,31
Ho	0,78	0,74	0,81	0,67	0,67	0,59	0,60	0,69
Er	1,93	1,88	1,91	1,71	1,71	1,70	1,65	1,92
Tm	0,29	0,27	0,31	0,26	0,27	0,26	0,25	0,27
Yb	1,80	1,86	2,03	1,71	1,79	1,65	1,84	1,73
Lu	0,28	0,27	0,29	0,24	0,23	0,23	0,23	0,24
Hf	5,80	3,98	4,63	3,33	3,74	4,12	4,04	8,08
Ta	1,24	0,80	0,92	0,83	0,81	0,95	0,99	1,68
W	1,49	1,29	2,28	0,91	0,91	1,21	1,42	2,31
Th	17,90	12,50	9,66	8,33	8,48	11,20	17,40	22,30
U	6,08	3,29	3,28	2,76	2,52	4,04	4,53	5,77
Tl								
As								
F								
Li								
Sc								
Co								
Ni								
Cu								
Zn								
Ge								
Ag								
Cd								
In								
Sb								
Pb								
Bi								

Комплекс, свита	Джагтардахская вулcano-плутоническая ассоциация трахибазальт-монцонитовая											
	№ п/п	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154
Порода	Кварцевый монцодиорит биотит-амфиболовый порфиroidный (гибридная порода)	Кварцевый монцодиорит	Кварцевый монцодиорит	Андезит	Андезибазальт биотит-пироксеновый	Трахиандезит пироксен-биотитовый	Кварцевый сиенит	Сиенит	Сиенит амфибол-пироксен-биотитовый апатит- и магнетит-содержащий порфиroidный	Сиенит	Монцонит пироксеновый порфиroidный эпидотизированный, биотитизированный	Кварцевый сиенит
№ пробы	Д23-Дн-1064/1	Д23-Дн-4128	Д23-Дн-4154/2	Д29-1042/1	Д29-2002/1	Д29-5022	Д29-1035/5	Д29-1035/6	Д29-1036	Д29-1049	Д29-4216/4	Д29-4221/1
SiO <sub>2</sub> %	59,17	58,03	62,41	58,4	57,7	63,2	59,5	59,7	58,7	61,7	58,6	59,4
TiO <sub>2</sub> %	0,89	0,73	0,85	0,96	0,96	0,67	0,91	1,01	1,05	0,74	1,22	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	14,97	15,69	15,94	17,5	17,5	14,8	16,2	15,8	15,6	15,4	14,7	18
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	2,35	0,78	1,05	1,61	1,15	3,134032	2	1,75	1,43	2,08	1,7621849	1,06
FeO %	3,82	4,97	3,67	3,43	3,57	1,67	2,88	3,22	3,43	1,85	4,65	3,84
MnO %	0,091	0,108	0,08	0,098	0,097	0,078	0,087	0,096	0,079	0,048	0,12	0,095
MgO %	3,94	4,23	2,6	1,9	2,07	1,76	3,34	3,3	3,63	3,52	4,26	1,75
CaO %	4,31	5,15	3,64	5,09	3,67	3,11	3,63	3,88	4,61	3,36	5,15	3,77
Na <sub>2</sub> O %	3,25	2,7	3,42	2,86	3,77	3,16	3,41	3,62	3,46	3,17	2,64	3,34
K <sub>2</sub> O %	4,3	4,8	3,99	4,26	4,73	5,84	5,78	5,6	6,22	5,84	5,08	6,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,4	0,4	0,4	0,28	0,25	0,29	0,44	0,48	0,55	0,37	0,49	0,32
ппп %	1,6	1,4	1,2	3,07	3,88	1,85	1,31	0,81	0,43	1,52	0,63	0,94
Сумма %	98,89	98,79	99,05	99,9	99,8	99,7	99,8	99,7	99,6	99,8	99,8	99,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %				5,42	5,11	4,99	5,2	5,33	5,24	4,13	6,93	5,33
Микроэлементы, г/т												
Be	4,87	4,39	3,92	3,99	2,63	3,16	8,18	6,83	6,04	4,75	2,87	6,82
B	20,00	40,00	20,00									
K												
V	139,00	132,00	81,60	95,80	86,00	78,70	72,30	75,80	84,80	69,40	106,00	66,10
P	1642,00	1561,00	1050,00									
Cr	98,20	166,00	72,60	80,60	65,20	31,50	84,90	89,10	113,00	153,00	168,00	45,00
Ga	21,00	21,40	25,10	21,40	18,90	18,60	20,00	20,20	19,70	18,80	18,10	23,00
Rb				140,00	166,00	215,00	249,00	264,00	240,00	211,00	201,00	320,00
Sr	914,00	1116,00	618,00	747,00	392,00	1030,00	966,00	1020,00	1300,00	981,00	810,00	940,00
Y	19,30	33,70	24,40	24,10	22,90	21,80	25,30	26,80	28,30	21,40	24,30	29,00
Zr	205,00	288,00	340,00	347,00	336,00	339,00	444,00	430,00	619,00	297,00	261,00	402,00
Nb	18,80	20,00	21,60	20,10	19,60	23,80	31,40	41,00	28,60	22,90	18,00	26,30
Mo	0,70	2,90	1,70	1,70	1,40	2,54	2,19	3,00	2,65	1,46	2,26	8,78
Sn	2,78	2,33	3,79									
Cs				3,83	4,11	6,39	5,75	5,08	6,13	1,67	16,20	9,06
Ba	883,00	2129,00	1064,00	1320,00	1690,00	2660,00	2020,00	1840,00	2680,00	2310,00	2650,00	2740,00
La	49,20	97,60	54,00	46,10	43,60	69,30	117,00	97,00	98,60	73,60	57,30	120,00
Ce	98,00	190,00	111,00	87,40	84,00	139,00	213,00	189,00	189,00	144,00	114,00	216,00
Pr				9,78	9,70	15,50	23,30	20,90	21,70	16,50	13,40	21,10
Nd				34,90	33,50	57,50	74,30	72,80	75,60	58,80	52,00	69,80
Sm				7,15	5,70	9,11	11,50	11,90	12,40	9,68	9,14	9,99
Eu				1,90	2,06	2,08	2,43	2,47	3,07	2,37	2,24	2,15
Gd				5,55	4,65	7,24	10,40	9,75	9,60	6,88	7,19	7,31
Tb				0,76	0,72	0,90	1,13	1,06	1,18	0,90	0,93	1,12
Dy				4,74	4,69	4,52	5,26	5,35	5,57	4,27	5,05	5,51
Ho				0,88	0,82	0,77	0,83	0,95	1,00	0,83	0,88	1,07
Er				2,20	2,29	2,15	2,26	2,47	2,39	1,73	2,55	2,96
Tm				0,39	0,37	0,30	0,35	0,34	0,35	0,26	0,34	0,50
Yb	1,16	2,64	2,12	2,52	2,32	1,77	2,36	2,41	2,69	1,71	2,06	3,61
Lu				0,37	0,27	0,26	0,27	0,31	0,32	0,22	0,32	0,62
Hf				7,24	7,29	8,49	9,57	9,54	12,40	6,52	6,57	10,00
Ta				1,36	1,25	1,68	1,99	2,43	1,64	1,63	1,11	1,52
W	3,46	3,34	1,92	1,30	1,81	1,69	1,80	1,73	1,96	1,97	1,03	7,18
Th				16,70	15,50	22,20	36,40	35,90	25,10	26,50	15,70	21,70
U				6,08	5,32	5,91	6,69	6,46	5,20	5,53	3,61	5,00
Tl												
As	7,80	13,50	7,73									
F												
Li												
Sc	24,80	27,40	26,20									
Co	17,90	25,20	15,00									
Ni	21,50	43,70	25,70									
Cu	5,90	36,40	16,30									
Zn	75,90	83,30	78,00									
Ge												
Ag	0,72	0,92	0,27									
Cd	0,08	0,09	0,06									
In	0,06	0,05	0,05									
Sb	1,17	0,97	0,41									
Pb	21,40	29,10	24,70									
Bi	0,25	0,05	0,13									

Комплекс, свита	Хачимчерская толща								Хачимчерский вулканический комплекс трахидацил-трахириолитовый					
	156	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169
Порода	Риодацит	Риодацит	Риолит	Риолит	Риолит	Лавобрекция риолитов	Риолит	Лавобрекция риолитов	Риолит	Риолит	Граносиенит пироксен?- и биотитсодержащий порфиновый	Кварцевый сиенит биотитсодержащий порфиновый окварцованный	Риолит	Риолит-порфир биотитовый
№ пробы	Д29-1048	Д29-1050	Д29-1050/2	Д29-1051	Д29-1051/1	Д29-1052	Д29-1052/1	Д29-1053	Д29-0108В	Д29-0376А	Д29-1015/2	Д29-1015/20	Д29-1046/7	Д29-1047
SiO <sub>2</sub> %	67,50	68,40	75,20	76,40	75,00	74,80	74,80	74,70	78,10	75,70	75,30	74,20	76,00	73,90
TiO <sub>2</sub> %	0,53	0,41	0,24	0,18	0,18	0,20	0,22	0,21	0,01	0,07	0,18	0,22	0,13	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	13,80	13,80	13,00	13,30	13,00	13,70	12,30	13,00	14,30	13,30	13,60	14,90	12,90	14,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	1,57	2,21	1,12	0,85	0,67	1,28	2,56	1,03	0,52	0,61	0,84	0,50	0,98	1,73
FeO %	1,23	1,37	0,55	0,25	0,25	0,25	0,27	0,25	0,25	0,25	0,69	0,25	0,25	0,25
MnO %	0,07	0,14	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,07	0,01	0,03	0,02
MgO %	2,38	1,56	0,50	0,23	0,41	0,14	0,29	0,39	0,13	0,11	0,13	0,11	0,23	0,20
CaO %	2,42	1,92	0,39	0,10	1,28	0,12	0,14	0,29	0,06	0,08	0,25	0,18	0,30	0,17
Na <sub>2</sub> O %	3,59	3,61	2,49	2,20	1,98	3,02	1,58	2,53	0,24	2,98	1,96	2,73	1,97	2,52
K <sub>2</sub> O %	4,50	5,41	4,82	5,19	4,64	5,09	5,80	4,89	4,05	5,94	4,60	5,71	5,54	4,97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,24	0,15	0,05	0,05	0,05	0,50	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,10
ППП %	1,98	0,93	1,51	1,36	2,63	1,34	1,95	2,73	2,34	0,88	2,30	1,24	1,50	1,56
Сумма %	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,90	99,80	99,90	99,90	99,80	100,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	2,95	3,73	1,72	1,00	0,90	1,51	2,87	1,19	0,67	0,76	1,60	0,66	1,20	1,88
Микроэлементы, г/т														
Be	5,56	5,32	4,89	3,82	4,74	3,94	2,44	2,73		1,10	5,39	4,32	5,26	6,37
B														
K														
V	54,20	35,70	15,20	10,90	11,20	10,80	15,30	8,46		5,30	9,75	11,80	6,73	20,50
P														
Cr	140,00	98,30	111,00	8,11	8,33	12,00	9,74	8,96		18,20	11,20	17,10	8,40	47,40
Ga	18,10	15,00	15,00	15,60	14,40	14,70	12,10	12,60		11,60	17,00	19,10	15,10	17,50
Rb	166,00	188,00	215,00	239,00	202,00	215,00	264,00	191,00		196,00	198,00	231,00	266,00	206,00
Sr	516,00	398,00	116,00	109,00	136,00	132,00	120,00	137,00		149,00	203,00	219,00	136,00	312,00
Y	28,10	18,90	13,00	19,70	24,60	16,40	14,70	14,70		18,70	26,80	20,40	19,40	18,50
Zr	305,00	199,00	118,00	136,00	107,00	148,00	110,00	127,00		189,00	207,00	176,00	136,00	156,00
Nb	30,10	22,80	27,20	29,70	22,20	29,20	25,10	23,70		26,30	35,40	32,50	31,60	29,20
Mo	1,13	1,44	1,66	0,84	0,91	2,09	1,18	0,90		1,22	1,36	2,44	1,24	1,64
Sn														
Cs	3,43	4,65	4,38	5,49	4,46	6,29	7,34	4,41		2,04	5,14	5,69	4,45	2,32
Ba	1060,00	822,00	328,00	288,00	322,00	321,00	428,00	331,00		508,00	482,00	596,00	236,00	705,00
La	84,00	50,60	26,80	70,50	70,40	56,70	58,00	65,10		57,50	88,50	80,70	55,40	49,50
Ce	166,00	102,00	51,60	133,00	116,00	113,00	107,00	117,00		108,00	157,00	151,00	105,00	93,60
Pr	18,30	11,00	5,44	13,50	13,20	11,50	10,80	11,90		10,10	16,70	15,80	10,90	9,76
Nd	64,40	37,80	17,80	42,40	40,40	34,10	33,60	36,80		33,70	54,20	48,30	34,30	33,30
Sm	10,10	5,85	2,51	6,48	5,59	5,12	4,65	5,34		4,89	8,69	8,19	5,89	5,43
Eu	1,38	1,10	0,32	0,60	0,61	0,57	0,55	0,60		0,57	0,72	0,73	0,40	0,73
Gd	8,08	4,90	2,17	5,48	4,79	5,14	4,36	4,26		4,35	6,90	6,37	4,58	4,23
Tb	1,09	0,67	0,36	0,66	0,76	0,56	0,51	0,51		0,56	0,94	0,75	0,65	0,64
Dy	5,48	3,59	2,09	3,52	4,10	2,95	2,58	2,61		3,38	4,68	3,58	3,41	3,25
Ho	0,95	0,67	0,43	0,68	0,78	0,54	0,52	0,46		0,60	0,96	0,65	0,59	0,62
Er	2,43	1,68	1,30	1,87	2,07	1,61	1,46	1,45		1,58	2,32	1,74	1,83	1,67
Tm	0,38	0,27	0,19	0,27	0,33	0,25	0,22	0,21		0,24	0,35	0,31	0,31	0,32
Yb	2,67	1,90	1,47	2,01	1,94	1,85	1,83	1,39		1,82	2,97	2,15	1,99	2,14
Lu	0,36	0,27	0,20	0,23	0,29	0,24	0,20	0,21		0,23	0,37	0,31	0,30	0,32
Hf	7,16	5,04	3,23	3,80	2,99	4,47	3,80	3,72		4,94	6,14	5,42	4,35	4,21
Ta	2,28	2,03	2,60	2,59	2,20	2,66	2,37	2,26		1,68	3,02	2,61	3,15	2,69
W	1,34	2,16	2,73	2,74	2,30	2,57	2,42	2,78		3,19	1,58	3,35	2,04	1,93
Th	31,60	27,10	37,70	41,20	35,30	41,50	35,10	35,80		29,70	47,00	41,10	42,70	37,30
U	5,88	5,04	3,82	5,31	5,11	10,00	5,44	4,87		10,70	11,70	17,00	4,81	13,60
Tl														
As														
F														
Li														
Sc														
Co														
Ni														
Cu														
Zn														
Ge														
Ag														
Cd														
In														
Sb														
Pb														
Bi														

Комплекс, свита	Такалканский плутонический комплекс гранит-лейкогранитовый									
	№ п/п	170	171	172	173	174	175	176	177	178
Порода	Лейкогранит	Лейкогранит	Лейкогранит	Гранит	Гранит	Гранит	Гранит	Гранит-порфир/ лейкогранит- биотитовый	Гранит	Гранит
№ пробы	40138	40138/1	40139/1	Тр88-Р1111-1	Тр88-Р1111-4	Тр88-Р1112-1	Тр88-Р1112-2	Тр88-Р1112-4	Тр88-Р1113-2	Тр88-Р1114-1
SiO <sub>2</sub> %	75,7	75	75,9	76,32	77,07	75,79	73,34	77,54	75,44	75,04
TiO <sub>2</sub> %	0,13	0,089	0,14	0,18	0,08	0,22	0,23	0,08	0,19	0,14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	12,6	12,8	12,7	12,53	12,48	12,38	13,42	12,24	12,82	12,87
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	0,3	0,73	0,3	0,05	0,22	0,05	0,81	0,12	0,25	0,04
FeO %	1,61	0,91	1,54	1,99	1,14	2,43	1,72	1,14	1,9	2,14
MnO %	0,059	0,036	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02
MgO %	0,29	0,17	0,27	0,19	0,03	0,19	0,21	0,05	0,21	0,16
CaO %	0,71	0,3	0,72	0,4	0,2	0,6	0,73	0,04	0,53	0,67
Na <sub>2</sub> O %	3,17	3,12	3,16	3,06	3,04	3,09	3,4	2,94	3,25	3,31
K <sub>2</sub> O %	4,68	5,55	4,64	4,66	5,13	4,62	5,28	5,1	4,87	4,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,12	0,12	0,02		0,03
ППП %	0,73	0,98	0,55	0,08			0,7	0,72	0,26	0,6
Сумма %	100	99,8	100	100,26	100,23	100,52	100,51	100,79	100,23	100,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	2,07	1,74	1,95							
Микроэлементы, в г/т										
Be	5,51	6,59	8,97							
B										
K										
V	7,89	4,3	7,84							
P										
Cr	16,8	15,3	20							
Ga										
Rb	389	372	373							
Sr	38,9	14,1	46,5							
Y	73,4	65,5	60,3							
Zr	216	136	237							
Nb	27,1	25,1	25,9							
Mo	2,14	2,23	2,81							
Sn	4,81	5,47	6,59							
Cs										
Ba										
La										
Ce										
Pr										
Nd										
Sm										
Eu										
Gd										
Tb										
Dy										
Ho										
Er										
Tm										
Yb										
Lu										
Hf										
Ta	3,59	3,58	3,44							
W	0,89	1,56	1,38							
Th	36,6	31,5	34,9							
U	7,72	11,9	5,89							
Tl										
As	20,2	17,7	6,5							
F										
Li	82,2	56,7	65,2							
Sc	6,05	6,07	5,96							
Co	2,38	1,47	2,29							
Ni	3,73	3,38	3,69							
Cu	4,4	5,11	4,63							
Zn	71,1	57	41,4							
Ge										
Ag	0,058	0,057	0,055							
Cd										
In										
Sb	0,69	0,92	0,53							
Pb	28,5	28,9	27							
Bi	0,28	0,39	0,3							

Комплекс, свита								Хуламинский гипабиссальный комплекс трахидолерит-монцодиоритовый							
№ п/п	180	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194
Порода	Андезит(?)	Лампрофир/андезит?	Долерит с миндалинами кварца	Долерит с миндалинами кварца	Лампрофир с вкрапленниками биотита	Трахидолерит	Трахидолерит	Кварцевый монцодиорит	Трахиандезит окварцованный	Кварцевый монцодиорит амфиболовый порфировый	Долерит измененный	Долерит	Долерит	Долерит	Долерит
№ пробы	2026-656	2030-315	3003-908/2	37	80-294	Д23-1032/9	Д23-1189	Д23-2036	Д23-4094/1	Д23-5177	Д23-5178	Д23-5312/11	Д29-5016/6	П33-1077/7	П33-1090
SiO <sub>2</sub> %	51,9	51,1	52,3	52,8	56,3	55,7	49,7	61,3	60,4	57,8	57,3	51,7	54,2	48,49	54,33
TiO <sub>2</sub> %	1,24	1,22	1,29	0,98	1,25	0,8	1,54	0,66	0,7	0,78	0,84	0,7	1,61	0,79	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	15,4	15,9	15,6	16,8	17,6	13,6	16,8	15,9	15,8	15,1	15	10,8	15	14,99	16,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	2,19	2,79	2,65	2,72	1,51	1,06	1,8	1,04	1,61	2,5711742	2,1076896	2,1413505	2,1743899	2,47	2,71
FeO %	5,46	6,06	5,38	4,62	4,66	4,94	5,35	3,22	4,94	6,6214714	5,4278729	5,5145588	4,72	6,42	6,49
MnO %	0,14	0,15	0,12	0,13	0,094	0,14	0,11	0,084	0,1	0,14	0,12	0,15	0,18	0,18	0,18
MgO %	5,4	6,91	5,79	4,39	3,42	9,29	5,97	3,25	1,88	4,46	5,44	9,82	3,36	8,76	4,64
CaO %	8,68	9,08	6,62	7,54	3,32	4,42	9,22	3,66	1,06	3,07	5,3	9,41	5,42	9,83	4,43
Na <sub>2</sub> O %	2,1	1,88	2,53	2,07	3,13	1,91	1,33	2,68	1,59	2,58	1,95	1,8	3,06	1,35	5,01
K <sub>2</sub> O %	2,57	1,14	2,67	2,73	3,98	4,28	4,19	3,93	7,36	2,56	1,49	0,95	3,14	1,09	0,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,39	0,22	0,4	0,37	0,55	0,36	0,23	0,28	0,18	0,15	0,22	0,27	0,54	0,1	0,15
ппп %	4,02	3,08	3,95	4,31	3,45	2,79	2,85	3,5	3,57	2,96	3,64	5,2	5,12	0,05	0,67
Сумма %	100	100	99,9	100	99,8	99,8	99,6	99,8	99,7	99,6	99,5	99,1	99,1	99,43	99,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	8,24	9,52	8,62	7,85	6,69	6,54	7,74	4,62	7,1	9,93	8,14	8,27	7,42		
Микроэлементы, г/т															
Be	1,69	1,2	1,56	1,46	2,18	2,55	1	2,53	1	1,09	1	5,48	2,49	0,701	0,79
B															
K															
V	170	185	173	136	113	119	226	63	74,3	149	111	143	87,1	199	162
P														513	681
Cr	160	341	148	54,7	78,9	830	149	77,8	35,9	130	187	507	71,1	278	12,9
Ga	15,9	16,6	15,5	17,6		16,6	14,2	15,1	16,2	15,9	14,9	10,2	17,3	16,2	18,1
Rb	64,7	45,1	56,6	71,8	122	167	99,3	130	189	95	42	38,8	82,1	32	18,3
Sr	620	347	896	1090	996	464	443	451	119	172	342	2410	563	331	501
Y	24,5	28,4	24	23,4		22,3	24,7	19	21,2	21,9	20,6	16,8	38,9	19,7	21,3
Zr	198	162	186	195	290	218	87,6	229	143	113	150	76,5	363	96,4	85,6
Nb	11,5	7,56	10,7	8,46	19,4	15,6	3,12	15,1	8,49	7,41	8,45	8,04	31,9	3,61	3,12
Mo	1,73	0,65	1,7	1,19	2,47	1,03	0,75	1,49	1,24	1,42	1,46	5,17	2,72	1,33	0,78
Sn	1,16	1,06	1,58	0,97	1,55									2,16	1,12
Cs	0,86	3,27	0,4	1,19		2,63	1,02	3,94	3,12	3,28	7,58	25,3	2,58	0,347	0,197
Ba	2460	400	2940	3120		1150	907	1100	2400	853	704	1910	1060	326	3029
La	26,4	16,4	26,1	30,1	50,4	44,3	11,1	60,5	23	18,5	25	30	72,2	14	8,54
Ce	55,6	35,3	54,5	62,4	105	90,1	23,9	105	44,9	35,6	48,8	57,6	131	30,2	19,7
Pr	7,56	4,82	7,23	7,81	12,7	11	3,14	11,6	5,28	4,17	5,68	7,38	17	3,82	2,59
Nd	31,6	20	30,3	32,8	50,4	41,6	15,9	41	21,5	17,8	25,3	32,8	63,9	16,2	11,4
Sm	6,73	4,8	7,14	7,18	9,08	7,15	4,06	5,63	4,4	3,91	4,35	5,59	10,7	3,63	2,89
Eu	1,87	1,39	1,79	1,87	2,37	1,68	1,47	1,59	0,75	0,97	1,22	1,72	1,81	1,05	0,849
Gd	5,55	4,95	5,77	5,43	6,81	6	3,58	4,98	3,56	3,86	4,47	4,29	9,97	3,64	3,21
Tb	0,84	0,8	0,82	0,85	1	0,78	0,73	0,65	0,65	0,58	0,64	0,58	1,33	0,572	0,527
Dy	4,83	5,11	4,57	4,39	5,33	4,58	4,25	3,4	3,59	3,68	3,59	3,05	6,86	3,49	3,48
Ho	0,85	0,99	0,86	0,84	1,09	0,85	0,88	0,61	0,68	0,73	0,68	0,61	1,25	0,749	0,755
Er	2,64	3,01	2,53	2,62	2,92	2,02	2,47	1,84	2,18	2,35	2,01	1,67	3,71	2,14	2,2
Tm	0,4	0,52	0,36	0,42	0,44	0,32	0,35	0,24	0,32	0,48	0,33	0,27	0,53	0,314	0,336
Yb	2,38	3,09	2,38	2,22	3,06	2,04	2,4	1,98	2,46	2,25	2,07	1,69	3,27	2,06	2,18
Lu	0,37	0,49	0,35	0,33	0,39	0,3	0,34	0,25	0,41	0,35	0,27	0,23	0,49	0,305	0,346
Hf	4,55	3,79	4,38	4,39		6,14	1,95	5,79	3,49	3,19	3,78	2,2	7,66	2,3	2,11
Ta	0,67	0,53	0,6	0,57	1,2	1,03	0,2	1,12	0,73	0,52	0,55	0,45	1,88	0,284	0,181
W	0,5	0,59	0,5	0,5	0,96	2,04	2,82	3,23	0,82	1,1	0,5	0,98	1,21		
Th	4,47	3,71	4,36	6,22	10,9	13,5	2,16	21,3	6,94	5,28	4,02	2,27	8,31	3,21	1
U	1,01	1,14	0,97	1,57	2,56	3,62	0,74	6,23	3,07	1,73	1,72	0,85	2,64	1,03	0,419
Tl															
As	2,29	9,55	2,67	2,52	5,9										
F															
Li	29,5	40,9	45,6	37	55										
Sc	24,9	27,8	25,1	20,7										30,3	22,6
Co	22,4	33,1	22,1	16,5	11,9									29,7	23,3
Ni	12,1	42,3	11,1	6,99	8,96									53,8	15
Cu	6,51	31	6,22	7,2	4,92									36	10,8
Zn	81,9	88,6	84,8	84,5	88,2									104	58,1
Ge	1,5	1,5	1,62	1,44											
Ag	0,048	0,068	0,051	0,075	0,06										
Cd	0,11	0,13	0,13	0,15											
In	0,1	0,1	0,1	0,1											
Sb	0,17	0,16	0,32	0,1	0,1										
Pb	11,8	5,82	12	17,4	31										
Bi	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1										

Комплекс, свита	Киргиллехский гипабиссальный комплекс гранит-риолитовый								
	№ п/п	195	196	197	198	199	200	201	202
Порода	Лейкогранит	Гранит	Лейкогранит	Гранит	Кварцевый порфир/риодацит	Кварцевый порфир/риодацит	Гранит-порфир биотитовый лейкократовый	Гранит-порфир пропилитизированный	
№ пробы	30112/1	40002	40002/1	40004	Лео-1258	Лео-1334	Тр88-О310-1	Тр88-О310-2	
SiO <sub>2</sub> %	74	73,7	78	73,3	72,7	71,74	74,32	71,89	
TiO <sub>2</sub> %	0,072	0,11	0,11	0,1	0,12	0,13	0,17	0,24	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	12,7	12,4	11,9	12,5	15,13	13,92	13,39	13,57	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	3,86				1,35	1,35	0,49	0,6214318	
FeO %	2,53	1,97	0,57	1,64	2,15	1,49	2,13	1,6003556	
MnO %	0,088	0,099	0,055	0,2	0,14	0,05	0,07	0,04	
MgO %	0,4	0,34	0,28	0,24	0,53	1,37	0,51	0,39	
CaO %	0,014	0,1	0,38	1,93	0,62	1,6	1,52	1,43	
Na <sub>2</sub> O %	0,47	0,1	0,12	1,26	3,25	3,18	1,16	2,74	
K <sub>2</sub> O %	3,07	3,64	4,26	5,3	3,28	2,98	5,31	5,29	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,05	0,05	0,05	0,05	0,25	0,2	0,1	0,11	
ппп %	2,96	3,08	2,65	2,96	0	0			
Сумма %	100	99,8	99,8	99,8	99,78	98,01	99,72	100,38	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	6,66	6,31	2,11	1,92				2,4	
Микроэлементы, г/г									
Be	4,75	5,53	3,9	4,16					
B									
K									
V	2,55	5,78	4,79	4,66					
P									
Cr	5,15	7,88	9,55	16,4					
Ga									
Rb	224	223	358	225					
Sr	5,35	5,12	20,2	156					
Y	35,9	39,4	28,3	28,8					
Zr	131	128	135	141					
Nb	20,5	19,1	20	20,2					
Mo	1,74	0,89	1,45	0,89					
Sn	26,8	28,4	23,5	12,3					
Cs									
Ba									
La									
Ce									
Pr									
Nd									
Sm									
Eu									
Gd									
Tb									
Dy									
Ho									
Er									
Tm									
Yb									
Lu									
Hf									
Ta	2,13	1,92	1,92	1,98					
W	2,45	1,8	3,92	1,54					
Th	27,5	24,7	25,8	27,9					
U	6,84	8,12	7,18	7,01					
Tl									
As	11,4	24	128	5,34					
F									
Li	40,5	43,4	39,5	32,9					
Sc	6,24	7,08	7,13	6,22					
Co	1,61	2	0,8	0,83					
Ni	1,58	1,94	3,17	3,51					
Cu	72	44,2	33,8	3,46					
Zn	652	545	478	196					
Ge									
Ag	0,051	0,095	1,87	0,16					
Cd									
In									
Sb	1,29	0,94	4,89	0,7					
Pb	2,33	5,79	663	66,3					
Bi	0,81	0,058	1,45	0,057					

Комплекс, свита	Уядинский метаморфический комплекс амфиболит-кристаллосланцевый								Северосеймчанская толща			
	№ п/п	203	204	205	206	207	208	209	210	211	212	213
Порода	Гнейс биотит-плагноклазовый	Сланец кварц-амфиболовый	Сланец эпидот-амфиболовый	Сланец двуслюдяной эпидот-амфиболовый	Амфиболит	Амфиболит	Амфиболит	Амфиболит	Амфиболит	Базальт	Базальт	Базальт
№ пробы	П33-0044	П33-1005	П33-1053	П33-1056/8	П67-0267	П67-0268	П67-0270	П67-0391	А-2425	Ок-40115	Ок-40115/4	
SiO <sub>2</sub> %	48,63	39,22	49,04	42,73	50,14	46,86	51,98	45,73	45,41	46,17	49,48	
TiO <sub>2</sub> %	3,14	1,41	1,65	4,60	2,97	4,43	1,21	2,89	1,68	1,44	1,41	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	14,69	16,04	14,82	15,37	15,60	11,66	17,15	11,74	15,20	15,63	15,38	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	1,20	4,83	2,65	3,20	1,52	1,91	0,47	2,30	4,91	3,27	4,39	
FeO %	9,64	14,42	8,03	11,89	10,82	13,97	9,78	9,78	8,16	7,00	7,55	
MnO %	0,12	0,10	0,18	0,16	0,25	0,25	0,02	0,05	0,16	0,04	0,05	
MgO %	3,88	9,90	6,55	6,73	5,30	6,12	4,18	11,27	5,69	10,05	6,21	
CaO %	5,70	7,41	11,14	9,75	8,95	11,36	10,53	8,77	8,56	6,83	6,72	
Na <sub>2</sub> O %	3,02	3,69	3,59	2,84	2,54	1,29	2,24	2,75	2,65	3,26	4,78	
K <sub>2</sub> O %	4,27	0,51	0,42	0,48	1,04	0,43	0,32	0,60	0,78	0,11	0,50	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	2,34	0,11	0,17	0,67	0,20	0,50	1,50	0,22	0,25	0,20	0,17	
ППП %	0,00	0,00	0,00	0,00	0,75	0,59	0,30	3,36	0,00	0,00	0,00	
Сумма %	100,44	100,07	99,74	99,78	100,19	99,45	99,76	99,51	100,07	99,55	100,07	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %												
Микроэлементы, г/т												
Be	4,17	0,32	0,65	1,54								
B												
K												
V	71,70	195,00	238,00	297,00								
P	10456,00	513,00	779,00	2334,00								
Cr	17,60	210,00	247,00	112,00								
Ga	28,10	19,40	19,10	25,60								
Rb	72,90	1,50	4,14	4,63								
Sr	1304,00	44,40	560,00	1156,00								
Y	41,50	26,50	24,50	38,10								
Zr	756,00	76,60	124,00	352,00								
Nb	50,60	2,34	8,88	19,10								
Mo	4,98	0,50	0,98	1,64								
Sn	2,92	1,43	2,35	3,05								
Cs	3,36	0,19	0,16	0,15								
Ba	1138,00	48,60	90,10	187,00								
La	83,70	2,88	8,44	22,70								
Ce	215,00	8,81	21,00	59,10								
Pr	27,70	1,51	2,96	8,78								
Nd	121,00	8,39	14,10	42,90								
Sm	23,20	3,10	4,01	11,20								
Eu	7,00	1,08	1,51	3,84								
Gd	16,60	4,18	4,34	10,30								
Tb	2,02	0,77	0,73	1,51								
Dy	9,81	5,06	4,51	8,45								
Ho	1,66	1,12	0,95	1,56								
Er	3,72	3,15	2,60	3,84								
Tm	0,47	0,48	0,35	0,51								
Yb	2,47	3,08	2,23	2,87								
Lu	0,32	0,45	0,33	0,41								
Hf	14,90	2,20	2,78	8,26								
Ta	2,71	0,17	0,55	1,22								
W												
Th	3,32	0,46	0,72	1,18								
U	1,12	0,07	0,23	0,42								
Tl												
As												
F												
Li												
Sc	8,43	30,70	30,20	28,20								
Co	23,60	65,50	41,20	46,60								
Ni	28,80	59,10	56,20	95,40								
Cu	18,00	2,26	55,20	27,30								
Zn	186,00	75,70	89,70	148,00								
Ge												
Ag												
Cd												
In												
Sb												
Pb												
Bi												



Комплекс, свита	Верхнемоглохская толща					Правононгондинская толща									
	№ п/п	214	215	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225	226	227
Порода	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт	Базальт(крупный обломок из псефитового туфа) измененный	Базальт	Пикробазальт	Базальт измененный	Базальт	Базальт амфиболитизированный и хлоритизированный	Базальт миндалекаменный	Пикробазальт пористый хлоритизированный карбонатизированный	
№ пробы	В-1031/10	В-1031/4	П33-1047	П33-1125/9	П33-1127	Д23-ДН-1077/3	Д23-ДН-1134/10	Д23-ДН-1134/16	Д23-ДН-1134/3	Д23-ДН-1148	Д23-ДН-1157/15	Д23-ДН-1157/4	Д29-4225/1	Д29-4225/5	
SiO <sub>2</sub> %	48,60	48,20	49,36	47,20	46,65	29,10	42,80	42,80	36,28	38,80	39,98	48,94	44,80	46,90	
TiO <sub>2</sub> %	3,70	3,48	1,63	3,14	3,73	2,42	3,52	3,78	3,92	3,87	3,78	2,68	1,70	1,70	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	13,45	15,35	12,23	13,08	12,26	11,60	14,10	14,40	13,95	15,70	13,21	13,34	11,90	13,50	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	5,22	3,62	6,15	6,57	2,56	3,41	6,94	8,28	7,65	3,83	5,79	5,25	6,65	5,59	
FeO %	9,09	9,26	9,39	5,29	8,08	9,40	5,49	4,66	7,55	8,23	6,62	5,90	4,72	5,95	
MnO %	0,20	0,13	0,17	0,16	0,13	0,38	0,17	0,15	0,12	0,15	0,19	0,12	0,16	0,19	
MgO %	5,52	7,32	6,44	5,52	7,63	16,10	4,56	4,14	8,50	6,11	7,40	3,65	12,40	10,10	
CaO %	7,34	3,80	6,58	9,12	9,81	8,31	7,92	6,76	11,00	7,89	7,35	5,40	5,19	4,03	
Na <sub>2</sub> O %	2,20	4,38	4,56	3,37	2,58	0,41	2,58	3,17	1,25	3,21	3,12	3,02	1,90	1,95	
K <sub>2</sub> O %	0,20	0,10	0,07	0,09	0,26	0,06	3,87	2,40	0,43	0,75	0,70	0,60	0,15	0,25	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,67	0,44	0,13	0,35	0,38	0,40	1,35	0,72	0,95	0,73	0,85	0,40	0,18	0,17	
ппп %	0,68	0,57	0,28	0,00	0,00	17,40	5,80	8,22	7,20	9,75	9,80	9,60	8,80	8,13	
Сумма %	99,88	99,63	99,56	100,07	100,44	100,00	99,70	100,00	98,80	99,90	98,79	98,70	99,00	99,00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %						13,80	13,00	13,50		13,00			11,90	12,20	
Микроэлементы, г/г															
Be			0,45	1,41	1,30	1,04	2,50	1,80	1,80	2,76	2,62	1,22	1,00	1,00	
B									20,00		20,00	15,00			
K															
V			375,00	270,00	324,00	215,00	193,00	253,00	267,00	281,00	205,00	187,00	189,00	197,00	
P			762,00	1611,00	1805,00				3763,00		3360,00	1797,00			
Cr			113,00	167,00	431,00	431,00	12,00	123,00	217,00	75,00	79,20	8,45	351,00	337,00	
Ga			15,50	20,40	19,10	18,40	15,00	16,70	19,80	25,30	21,60	27,60	16,40	17,20	
Rb			1,63	2,16	3,09	2,00	65,70	32,00		14,00			2,85	6,69	
Sr			108,00	535,00	459,00	1040,00	1720,00	568,00	806,00	752,00	635,00	317,00	172,00	168,00	
Y			41,60	28,60	27,60	25,40	38,50	28,50	30,00	39,80	36,10	40,50	18,10	19,40	
Zr			127,00	223,00	252,00	194,00	326,00	174,00	241,00	274,00	324,00	254,00	86,20	83,00	
Nb			4,29	23,60	24,20	59,20	108,00	54,40	66,40	88,30	94,10	45,80	10,50	10,60	
Mo			1,97	3,59	2,32	0,71	0,88	0,94	0,10	1,56	0,10	3,50	0,83	0,66	
Sn			1,30	1,72	1,67				2,28		2,22	2,23			
Cs			0,62	0,42	0,21	1,18	0,61	0,34		0,58			2,28	8,12	
Ba			87,80	189,00	196,00	300,00	2870,00	603,00	699,00	802,00	650,00	1099,00	77,80	94,20	
La			3,51	19,60	18,80	35,40	73,30	38,60	40,80	49,80	62,60	30,50	8,97	9,41	
Ce			11,20	45,60	45,30	71,10	147,00	72,00	89,40	94,30	127,00	60,30	18,60	19,70	
Pr			1,95	6,03	6,17	8,24	17,30	9,98		11,70			2,38	2,37	
Nd			11,20	28,30	29,10	35,30	70,60	40,30		48,60			10,80	11,10	
Sm			4,18	7,28	7,49	6,65	13,10	9,16		10,70			2,78	3,12	
Eu			0,93	2,47	2,62	2,31	4,05	2,85		3,26			0,97	1,01	
Gd			5,47	7,43	7,49	6,52	10,50	7,23		8,94			2,86	3,35	
Tb			1,05	1,10	1,05	0,91	1,60	1,05		1,37			0,55	0,60	
Dy			7,06	6,21	5,94	5,13	8,68	6,29		8,35			3,30	3,46	
Ho			1,58	1,18	1,09	0,99	1,47	1,10		1,34			0,76	0,71	
Er			4,62	2,96	2,65	2,45	3,38	2,61		3,49			1,94	1,94	
Tm			0,71	0,39	0,34	0,33	0,44	0,37		0,49			0,26	0,27	
Yb			4,44	2,30	1,98	2,01	2,99	1,93	1,66	2,63	2,06	3,02	1,61	1,72	
Lu			0,69	0,32	0,28	0,27	0,45	0,29		0,42			0,25	0,24	
Hf			3,05	5,28	5,31	4,49	7,36	4,30		5,74			2,11	2,18	
Ta			0,30	1,18	1,05	3,86	7,36	3,68		5,80			0,56	0,61	
W						0,50	0,50	0,50	0,87	0,56	0,83	0,68	0,50	0,50	
Th			0,30	2,02	1,75	4,90	7,18	3,86		5,60			1,21	1,20	
U			0,08	0,63	0,66	1,85	1,79	1,12		1,51			0,38	0,36	
Tl															
As									4,85		5,66	3,63			
F															
Li															
Sc			32,10	21,10	20,80				35,30		40,20	23,30			
Co			61,40	42,40	43,00				56,10		41,50	35,00			
Ni			80,80	116,00	256,00				116,00		56,00	24,10			
Cu			99,90	67,50	56,80				60,60		31,70	34,50			
Zn			113,00	104,00	74,30				168,00		148,00	140,00			
Ge															
Ag									1,38		1,78	1,00			
Cd									0,07		0,17	0,13			
In									0,06		0,15	0,10			
Sb									0,34		0,03	0,10			
Pb									2,76		2,26	3,17			
Bi									0,04		0,01	0,01			

Комплекс, свита	Тумусская толща									
	№ п/п	228	229	230	231	232	233	234	235	236
Порода	Дацит окварцован- ный	Андезидацит	Андезибазальт миндалекамен- ный	Дацит	Андезидацит	Кластолава андезидацита	Андезит	Андезит	Дацит	
№ пробы	Д23-ДН-1083/9	Д23-ДН-1083А/8	Д23-1084	Д23-ДН-1086	Д23-ДН-1086/2	Д23-ДН-1126	Д23-5235/7	Д23-5235/9	Д23-ДН-6006/13	
SiO <sub>2</sub> %	71,00	63,00	52,80	64,10	62,50	62,40	64,90	63,60	65,50	
TiO <sub>2</sub> %	0,17	0,59	0,96	0,81	0,81	0,75	0,68	0,73	0,78	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	15,40	17,00	14,80	18,40	18,10	16,10	15,80	16,20	15,60	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	1,58	2,64	3,75	2,61	2,39	2,87	1,52	1,75	1,10	
FeO %	0,69	1,51	2,74	0,69	1,37	6,38	3,91	4,51	2,88	
MnO %	0,03	0,07	0,27	0,07	0,06	0,22	0,09	0,12	0,10	
MgO %	0,44	1,66	2,42	0,51	1,05	0,35	1,86	2,21	2,21	
CaO %	0,53	3,24	8,62	3,18	3,45	3,54	4,36	4,51	3,03	
Na <sub>2</sub> O %	3,17	3,61	2,22	3,68	3,97	2,79	2,78	2,55	2,81	
K <sub>2</sub> O %	4,28	3,56	2,76	3,37	3,29	1,73	1,77	1,94	4,00	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	0,06	0,26	0,30	0,24	0,23	0,17	0,14	0,12	0,17	
ппп %	2,52	2,57	8,09	2,16	2,51	2,15	1,49	1,10	1,49	
Сумма %	99,90	99,90	99,90	99,90	99,90	100,00	99,80	99,80	100,00	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ. %	2,35	4,31	6,79	3,37	3,91	9,95	5,87	6,76	4,29	
Микроэлементы, г/т										
Be	2,07	2,34	1,25	2,22	2,13	3,21	1,43	1,41	1,79	
B										
K										
V	7,07	42,90	136,00	47,40	39,00	54,50	34,40	36,00	82,10	
P										
Cr	1,80	38,80	365,00	6,00	1,13	10,40	13,50	12,90	82,80	
Ga	18,10	19,40	15,40	20,10	17,30	20,20	17,60	14,90	14,90	
Rb	137,00	101,00	90,20	100,00	83,10	54,10	45,50	50,40	131,00	
Sr	264,00	720,00	381,00	504,00	477,00	204,00	254,00	227,00	391,00	
Y	15,90	15,60	22,20	15,00	13,30	38,20	17,70	21,00	25,20	
Zr	265,00	223,00	137,00	183,00	163,00	236,00	173,00	162,00	153,00	
Nb	22,10	13,70	9,28	13,40	11,90	13,90	15,30	13,30	10,90	
Mo	1,89	1,45	1,13	1,20	1,31	1,17	0,82	0,96	1,28	
Sn										
Cs	6,28	3,99	3,31	2,46	1,97	2,67	4,10	3,01	4,48	
Ba	1270,00	1370,00	994,00	893,00	779,00	334,00	515,00	524,00	897,00	
La	72,00	55,30	35,90	41,20	35,50	43,70	21,20	25,60	37,10	
Ce	117,00	94,20	64,50	74,90	64,80	85,30	41,30	48,50	72,30	
Pr	12,20	10,10	7,45	8,40	7,02	10,00	5,00	5,66	8,02	
Nd	40,70	36,30	30,20	29,40	25,00	36,60	21,60	22,70	30,60	
Sm	5,75	5,99	5,34	5,13	4,47	7,87	4,23	4,31	5,39	
Eu	0,98	1,59	1,43	1,26	1,18	1,55	1,16	1,17	1,14	
Gd	5,30	5,52	4,69	4,55	4,57	6,73	4,26	4,07	4,65	
Tb	0,65	0,64	0,69	0,56	0,53	1,10	0,64	0,63	0,75	
Dy	2,68	3,04	3,99	2,97	2,53	7,06	3,05	3,57	4,48	
Ho	0,56	0,59	0,69	0,51	0,48	1,24	0,59	0,69	0,85	
Er	1,56	1,53	2,18	1,37	1,37	3,69	1,67	2,07	2,47	
Tm	0,20	0,19	0,31	0,16	0,18	0,51	0,25	0,40	0,34	
Yb	1,78	1,50	1,98	1,26	1,25	3,95	1,70	2,31	2,42	
Lu	0,24	0,23	0,26	0,20	0,17	0,57	0,21	0,33	0,34	
Hf	6,62	5,28	3,14	4,46	4,02	5,75	4,46	4,22	3,70	
Ta	1,80	1,08	0,63	0,98	0,98	1,02	1,15	0,98	0,92	
W	0,92	0,96	0,50	0,73	0,58	1,23	0,50	0,50	1,76	
Th	24,20	16,00	7,92	12,10	10,60	9,92	5,74	5,34	11,50	
U	6,18	4,00	1,83	3,30	3,11	2,60	1,19	1,87	3,27	
Tl										
As										
F										
Li										
Sc										
Co										
Ni										
Cu										
Zn										
Ge										
Ag										
Cd										
In										
Sb										
Pb										
Bi										

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение.</b> <i>Т. П. Борисова</i> .....	3
<b>Стратиграфия</b> .....	10
Палеозойская эратема. <i>Т. П. Борисова</i> .....	10
Мезозойская эратема. <i>Т. П. Борисова, М. В. Герцева</i> .....	49
Кайнозойская эратема. <i>Т. П. Борисова</i> .....	93
Неогеновая система (верхний плиоцен) – четвертичная система (квартер). <i>И. А. Котов</i> .....	115
<b>Литология донных отложений.</b> <i>Т. П. Борисова</i> .....	148
<b>Магматизм.</b> <i>И. В. Сысоев</i> .....	153
<b>Метаморфические образования.</b> <i>И. В. Сысоев</i> .....	327
<b>Тектоника.</b> <i>М. В. Герцева</i> .....	331
Тектоническое районирование .....	331
Глубинное строение .....	333
Структурные этажи и ярусы .....	338
Складчатые и разрывные дислокации .....	352
Неотектоника .....	364
<b>История геологического развития.</b> <i>М. В. Герцева</i> .....	365
<b>Геоморфология.</b> <i>Е. Д. Котова</i> .....	376
<b>Полезные ископаемые.</b> <i>М. А. Калинин</i> .....	387
Горючие ископаемые. ....	387
Металлические ископаемые. ....	390
Неметаллические ископаемые. ....	464
<b>Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.</b> <i>М. А. Калинин</i> .....	473
<b>Минерагеническое районирование и оценка перспектив района</b> .....	482
<b>Гидрогеология.</b> <i>Е. Д. Котова</i> .....	502
<b>Эколого-геологическая обстановка.</b> <i>Т. П. Борисова</i> .....	510
<b>Заключение.</b> <i>М. В. Герцева, М. А. Калинин</i> .....	518
<b>Список литературы.</b> .....	523
<b>Приложение 1.</b> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, вторичных геохимических ореолов, показанных на листе R-54 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 .....	540

<i>Приложение 2.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минералогических подразделений месторождений и проявлений полезных ископаемых листа R-54 Государственной геологической карты Российской Федерации .....	573
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа R-54 .....	583
<i>Приложение 4.</i> Переоцененные или впервые выделенные объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы по листу R-54 .....	585
<i>Приложение 5.</i> Список скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа R-54 – Депутатский .....	586
<i>Приложение 6.</i> Список опорных разрезов и скважин, показанных на карте четвертичных образований листа R-54 – Депутатский .....	587
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов .....	588
<i>Приложение 8.</i> Список результатов определений радиоуглеродного возраста четвертичных образований листа R-54 .....	607
<i>Приложение 9.</i> Петрогеохимическая характеристика магматических образований .....	компакт-диск

*Научное издание*

**Герцева Майя Вадимовна,  
Борисова Татьяна Петровна,  
Калинин Михаил Андреевич  
и др.**

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

**Третье поколение**

***Серия Верхояно-Колымская***

**Лист R-54 – Депутатский**

**Объяснительная записка**

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*  
Технический редактор *О. Е. Степурко*  
Компьютерная верстка *О. Е. Степурко*

---

Подписано в печать 20.11.2023. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.  
Печать офсетная. Печ. л. 38,25 + 9 вкл. Уч.-изд. л. 56,8.  
Тираж 100 экз. Заказ 42214000

---

Всероссийский научно-исследовательский геологический  
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)  
Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106.  
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ  
Средний пр., 72, Санкт-Петербург, 199178.  
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-00193-494-3

