ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист Q-50 – р. Марха

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
2023

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»

Московский филиал Федерального государственного бюджетного учреждения
«Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист Q-50 – р. Марха

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Санкт-Петербург
ИЗДАТЕЛЬСТВО ИНСТИТУТА КАРПИНСКОГО
2023

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26
Г37

Авторы

М. В. Герасимова, В. Г. Черенков, Н. С. Посошкова, И. В. Чернова, В. П. Корнилова, М. Ю. Сучилина, Г. В. Чесноков, Е. Ю. Сидоренко

Научный редактор *Г. В. Шнейдер*

Рецензенты

кандидаты геол.-минерал. наук
Б. А. Трифонов, О. И. Бострикov;
Е. И. Лазарева, Т. Е. Салтыкова, Е. И. Ланг

Герасимова М. В., Черенков В. Г., Посошкова Н. С. и др.

Г37 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Анабаро-Вилюйская. Лист Q-50 – р. Марха. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, Институт Карпинского, МФ Института Карпинского. – СПб. : Изд-во Института Карписнкого, 2023. – 444 с. + 8 вкл. – ISBN 978-5-00193-633-6 (объясн. зап.), ISBN 978-5-00193-634-3.

В объяснительной записке обобщены материалы по стратиграфии, магматизму, тектонике, истории геологического развития, геоморфологии, гидрогеологии, полезным ископаемым и закономерностям их размещения территории листа Q-50, расположенного в восточной части Сибирской платформы и охватывающего сложнопостроенную зону сочленения четырех крупнейших разновозрастных структур: Анабаро-Вилюйской синеклизы, Патомско-Вилюйского палеорифта, Тунгусской и Вилюйской синеклиз. На площади листа находится один из главных районов добычи алмазов – Накынский.

Геологическая карта отражает современный уровень изученности региона; на ее основе выполнена современная оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых и даны рекомендации по проведению последующих работ.

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

Табл. 26, илл. 35, список лит. 318 назв., прил. 10.

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

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 23 марта 2023 г.

© Роснедра, 2023
© Институт Карпинского, 2023
© МФ Института Карпинского, 2023
© Коллектив авторов, 2023
© Издательство Института Карпинского, 2023

ISBN 978-5-00193-633-6 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-634-3

ВВЕДЕНИЕ

В административном отношении территория листа принадлежит Республике Саха (Якутия) Дальневосточного ФО и расположена в пределах Оленёкского национального улуса; крайняя южная часть относится к Нюрбинскому, Сунтарскому и Мирнинскому улусам, северо-восточная – к Жиганскому национальному улусу, ограниченные ее участки на востоке – Вилюйскому и Верхневилюйскому улусам. Площадь включает природоохранные ресурсные резерваты республиканского (Тимирдикээн) и местного значения (Бэкэ, Тюкян, Сюгджэр, Очума, Мархара, Муна, Линдэ, Солокут). Лист ограничен координатами 114°00′–120°00′ в. д. и 64°00′–68°00′ с. ш.

В геологическом плане площадь листа приурочена к зоне сочленения Анабаро-Оленёкской антеклизы и Вилюйской синеклизы, Патомско-Вилюйского палеорифта, Тунгусской и Вилюйской синеклиз.

После издания в 1990 г. Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия), листы Q-50,51 – Жиганск в границах листа были проведены многочисленные новые геологические исследования. Среди них – геологосъемочные работы масштабов 1 : 50 000–1 : 200 000, поисковые, оценочные, разведочные и тематические исследования. Большинство этих работ связано с проблемами алмазоносности района. Было выявлено Накынское кимберлитовое поле, в котором открыты алмазоносные кимберлитовые тела: трубки Ботуобинская и Нюрбинская, дайка Мархинская и тело Майское, а также связанная с ними россыпь Нюрбинская. Проведен подсчет запасов алмазов Верхнемунского поля. На этих месторождениях ведется промышленная добыча алмазов. Значительная часть работ посвящена проблемам нефтегазоносности района.

Третье издание Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-50 – р. Мархa подготовлено в результате обобщения геологических материалов, полученных более чем за 30-летний период, прошедший после издания карты предыдущего поколения, что позволило существенно уточнить представления о геологическом строении, закономерностях размещения и перспективах обнаружения месторождений полезных ископаемых на рассматриваемой территории.

Постановка работ в этом районе соответствует целям и задачам Долгосрочной государственной программы изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы России на основе баланса потребления и воспроизводства минерального сырья (утверждена приказом Минприроды России от 16 июля 2008 г. № 151); Основным направлениям работ общегеологического

и специального назначения по региональному изучению недр суши, континентального шельфа Российской Федерации, Арктики и Антарктики (утверждены приказом МПР России от 26.12.2006 г. № 292); Аналитической ведомственной целевой программе «Геологоразведочные работы общегеологического и специального назначения (2006–2012 годы)» и приоритетным направлениям согласно Приложению № 1 к приказу Роснедра от 18.05.2010 г. № 459 «Приоритетные направления геологоразведочных работ общегеологического и специального назначения по региональному изучению недр суши, континентального шельфа Российской Федерации, Арктики и Антарктики и мониторингу состояния недр Российской Федерации за счет средств федерального бюджета».

В орографическом плане бóльшая часть территории принадлежит к Среднесибирскому плоскогорью (рис. 1). Для него характерны обширные платообразные пространства водораздельных поверхностей с абс. отм. в западной части от 280 до 671 м и глубоко (до 100–200 м) врезанными речными долинами. К востоку возвышенность постепенно снижается и к юго-востоку переходит в Вилюйскую низменность. Рельеф здесь неглубоко расчленен, абс. отм. составляют от 171 до 250 м. Обнаженность площади плохая.

Почти вся территория относится к бассейну р. Вилюй, которая в свою очередь впадает в р. Лена. Наиболее крупные реки – Марха, Тюнг имеют притоки. На севере в пределы листа входит небольшой участок долины р. Оленёк (Маакская излучина) и р. Муна (приток р. Лена). Реки не судоходны, передвижение по ним возможно только на надувных и, местами, на моторных лодках, лишь наиболее крупная река Оленёк судоходна в период весеннего паводка, в период межени – только для маломерных судов. По р. Марха в период непродолжительного паводка (до 2 недель) возможен проход самоходных барж.

Климат района резко континентальный, суровый, с резкими перепадами температур воздуха – от –61 °С зимой до +34 °С летом. Среднегодовая температура –10,8 °С. Осадков выпадает до 250 мм в год, причем на долю безморозного периода приходится примерно 220 мм. Снежный покров устанавливается в начале октября и держится до середины мая. Толщина снежного покрова в среднем составляет 0,5 м.

Повсеместно распространена многолетняя мерзлота, глубина нижней границы которой колеблется от 150 до 1500 м.

Вся территория находится в зоне редкостойной северной тайги. Основной древесной породой является даурская лиственница. На юге значительную роль играют сосна и ель по долинам рек, повсеместно встречается карликовая березка.

На разрабатываемом месторождении алмазов Накынского поля построен мощный Накынский ГОК, где в настоящее время добывается значительная часть всех российских алмазов. Здесь построена внутренняя постоянная автодорога, соединяющая промышленный комплекс с вахтовым поселком Накын, с пристанью на р. Марха и с питьевым водохранилищем, расположенным на руч. Уэся-Лиендокит. В вахтовом поселке есть медицинский пункт и пост полиции. Доставка основных грузов на ГОК осуществляется в основном в зимний период по автозимникам из городов Мирный и Нюрба. В летний

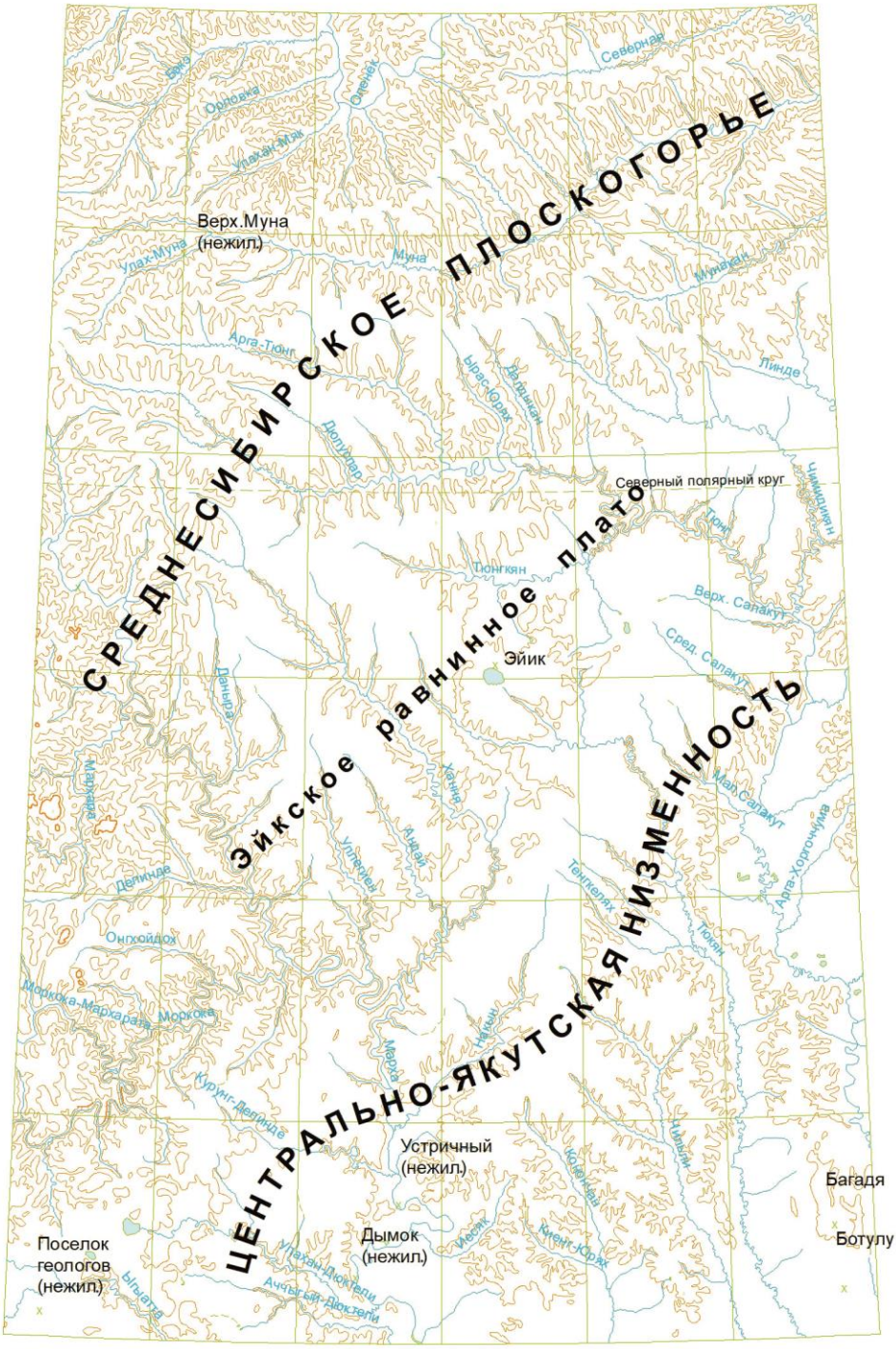


Рис. 1. Орографическая схема.

период доставка необходимых грузов и персонала осуществляется вертолетами МИ-8 и МИ-26, а также самоходными баржами по р. Марха в период паводка, в зимний – вертолетами МИ-8 и самолетами АН-2, АН-38. Расстояния от г. Мирный до ГОКа для воздушного транспорта составляют 325 км; для автотранспорта – 610 км, из них по автодорогам второго класса (Мирный–Айхал) – 235 км, по автозимникам – 375 км. В связи с удаленностью от действующих ЛЭП на сотни километров, энергообеспечение работ осуществляется стационарными и передвижными энергоустановками.

Кроме того, в 2018 г. введено в эксплуатацию Верхне-Мунское месторождение алмазов. С г. Удачный, расположенным в 170 км, оно связано грунтовой дорогой.

Другие пути сообщения – редкие зимники. Грузоперевозки осуществляются тракторами, автомобильным и авиационным транспортом. Многочисленные речные косы и озера на юге территории в зимнее время после ледостава пригодны для посадки легкомоторных самолетов и вертолетов.

Внутрирайонные рейсы между мелкими населенными пунктами выполняет ЗАО «Авиакомпания «Алроса». Ближайший населенный пункт, в котором базируется вертолетный авиаотряд этой авиакомпании – г. Удачный (а/п «Полярный») – находится в 87 км западнее от границы листа Q-50.

Геологические исследования в границах листа Q-50 были начаты в XIX веке (Н. Г. Меглицкий, Р. К. Маак, А. Л. Чекановский, Э. В. Толь) и продолжены в первые десятилетия XX века (А. Г. Ржонсницкий, С. С. Кузнецов, Т. Э. Фришенфельд, Г. Г. Моор, Б. В. Ткаченко, Б. И. Рожков, А. К. Бобров, Г. Г. Григорьев и др.). Эти исследования носили маршрутный характер, заложив основы понимания геологии региона. Интерес к району повысил прогноз его возможной нефтеносности (А. Д. Архангельский, 1929; Н. С. Шатский, 1923, 1936).

Активизация геологических исследований существенно возросла в самом начале 1950-х годов после обнаружения алмазов на реках Вилюй (Г. Х. Файнштейн, 1949) и Марха (В. Б. Белов, 1950). Это открытие позволило отнести Западную Якутию к областям, перспективным на алмазы. В 1951–1953 гг. на большей, в основном южной части листа была проведена Государственная геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000. Северная часть листа Q-50 была заснята подразделениями НИИГА (Г. А. Ермолаев, К. С. Забурдин и др.), а большая, южная часть – геологами экспедиции № 3 Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ, затем – ПГО «Аэрогеология» – Б. П. Высоцкий, Б. Н. Леонов, А. П. Белова, Я. А. Галушко, Н. И. Гогина, Г. Б. Дехтерев, Н. И. Колобова, С. И. Красильников, Т. Г. Кузнецова, М. М. Левитан, Н. Г. Никаноров, В. Н. Рыбченков, И. М. Скарзов, Н. А. Цейдлер, И. Я. Широкова и др.), работавшими в составе шести отдельных партий. В 1952 г. на основе полученных данных был составлен единый отчет по этим работам и предварительная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (Белова, 1953).

В 1952–1957 гг. геологи нескольких партий экспедиции № 3 ВАГТа выполнили геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-50 (кроме крайнего северо-запада и юго-востока). Съемка, проведенная единым коллективом (Р. А. Биджиев, И. М. Битерман, В. И. Бгатов, Н. И. Гогина, Б. К. Горцуев, В. В. Грицик, В. М. Гаращук, Л. М. Израилев, Н. И. Колобова, Л. П. Кондакова, Н. М. Королева, Д. С. Коробов, Е. С. Кутейников, Г. М. Любцова,

Ю. И. Минаева, Л. М. Натапов, А. Д. Наумов, Б. И. Прокопчук, В. Н. Рыбченков, М. В. Сусов, Н. А. Цейдлер и др. под руководством Б. Н. Леонова), с широким использованием аэрометодов и комплексом поисковых работ на алмазы, позволила создать блок хорошо увязанных между собой карт. Несколько позже северо-запад площади листа был заснят Амакинской экспедицией ЯТГУ (В. В. Грицик, А. В. Выриков). Юго-восток листа покрыт съемкой Амакинской экспедицией (О. Н. Петров, 1980). В 1980 г. здесь сотрудниками ПГО «Аэрогеология» было выполнено также геологическое доизучение площадей (В. С. Скундин, 1980).

В 1959 г. с учетом полученных в процессе съемочных работ масштаба 1 : 200 000 новых данных была составлена ГК-1000 первого поколения. Она представляла собой первую сводку по геологии листа Q-50, содержавшую основные данные по стратиграфии района, магматизму и полезным ископаемым. В разрезе осадочного чехла были выделены отложения всех систем, известные в настоящее время, за исключением интервала девон–триас, при этом весьма детально изучены образования юры, мела и четвертичного возраста. Весь комплекс магматических образований основного состава отнесен к трапповой формации пермского–раннетриасового возраста. Рассмотрены открытые во время съемочных работ тела кимберлитов Мунского поля. В тектонике площади выделены все крупные структуры, кроме Патомско-Вилюйского палеорифта: Анабарская антеклиза, Тунгусская и Вилюйская синеклизы. В составе последней рассмотрена ограничивающая ее «периферическая часть, сложенная породами нижнепалеозойского возраста, разбитыми бесчисленными трещинами северо-восточного простирания, выполненными дайками траппов». Опробованием кимберлитов нескольких трубок Мунского поля была доказана их алмазоносность, но масштабы ее остались неизвестными. Установлено широкое развитие алмазов в большинстве более крупных водотоков площади, в долине среднего течения р. Марха разведано несколько россыпей с параметрами, «близкими к промышленным». Опробование в этом районе, в том числе в левых притоках р. Марха, совершенно четко говорит «о наличии в этом районе (в бассейне нижнего течения р. Накына) богатого коренного месторождения. О богатстве месторождения можно судить по количеству вынесенных алмазов, «… которые питают большие объемы аллювия р. Марха, создавая в них промышленные концентрации алмазов». (Объяснительная записка, 1959). Однако этот достаточно точный прогноз был реализован только через 35 лет.

Геологическое картирование сопровождалось *тематическими исследованиями* по стратиграфии, магматизму, тектонике, минерагении региона, проводившимися специалистами экспедиции № 3 ВАГТ и ряда НИИ. Среди них вопросы, связанные с обоснованием схемы расчленения кембрийских отложений, в том числе проблема соотношения верхне- и среднекембрийских отложений, выделение специфического чукукского комплекса (региональной рифогенной системы), выполненные Н. И. Гогиной; участие в работах принимали Л. М. Израилев, В. Н. Рыбченков и др. Большую роль сыграли палеонтологические исследования, проведенные Н. В. Покровской (ГИН АН СССР). Выделение рифогенных комплексов в составе кембрийских толщ было начато В. Е. Савицким, а затем продолжено В. А. Асташкиным и Б. Б. Шишкиным (СНИИГГиМС).

Вопросами стратиграфии мезозойских отложений в начале 1950-х годов занимались В. А. Вахрамеев, Ю. М. Пущаровский (реки Лена, Вилюй, Линде), Г. И. Бушинский (р. Тюнг). В последующие годы стратиграфические исследования проводили геологи ПГО «Аэрогеология» Р. А. Биджиев, Р. О. Галабала, З. В. Кошелкина, Б. Н. Леонов и др., а также Т. Ф. Балабанова, Т. И. Кирина, М. С. Месежников (ВНИГРИ), Ю. А. Сластенов (ЯФ СО АН СССР), М. И. Плотникова (ВСЕГЕИ).

Четвертичные отложения в бассейне р. Марха (плиоцен-четвертичные водораздельные галечники и эйкская свита) изучались Н. И. Гогиной и Р. О. Галабала (ПГО «Аэрогеология»). Они были продолжены М. И. Плотниковой. Стратиграфией аллювиальных и ледниковых отложений Приленья и Приверхоянья занимались Г. Ф. Лунгерсгаузен, В. В. Колпаков и А. П. Белова при участии сотрудников ГИН АН СССР Н. В. Кинд, Л. Д. Сулержицкого и М. Н. Алексеева.

Результаты работ, имевших стратиграфическую направленность, явились основой региональных стратиграфических схем Средней Сибири для нижнего палеозоя, мезозоя и антропогена, утвержденных МСК в 1979–1981 гг.

В этот же период также было проведено углубленное изучение интрузивных образований. В. И. Гоньшаковой (ИГЕМ АН СССР) был отмечен необычный состав интрузий основного состава на р. Марха. В. Л. Масайтис (ВСЕГЕИ) в 1965 г. установил, что они представляют собой самостоятельный среднепалеозойский трапповый комплекс, связанный с процессами платформенного рифтогенеза и развитый по северо-западному обрамлению Вилюйской синеклизы. Вместе с тем им была выделена крупная рифтогенная структура, предшествовавшая возникновению Вилюйской синеклизы – Патомско-Вилюйский палеорифт – и дана его достаточно детальная характеристика, актуальная и до настоящего времени.

В 1956–1963 гг. на территории листа проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 (Б. В. Бабушкин, Т. С. Кутузова, П. Н. Мельников и др.). Ее результаты широко использовались как при составлении геологических карт, так и в обобщающих работах при расшифровке особенностей глубинного строения территории.

В 1950 г. на площади листа начались *поиски алмазов*. Амакинская и Михайловская экспедиции ЯТГУ, экспедиция № 3 ВАГТ и партии НИИГА провели опробование практически всей речной сети бассейнов рек Марха, Тюнг, Муна, во время которых было открыто несколько мелких россыпей алмазов. Здесь особо следует отметить работу партии В. И. Немца (1961 г.), охватившую крупную площадь в бассейне р. Тюнг, которая явилась основой для понимания закономерностей распространения алмазов в этом районе. В это же время в связи с поисковыми работами на алмазы начались крупномасштабные (1 : 50 000) геологосъемочные работы в верховьях р. Муна (Н. И. Моднова, 1960), на р. Тюнг (Ю. М. Сибирцев, 1978; Л. М. Израилев, 1980), в бассейне р. Ыгыатта (А. А. Аммосов, Ю. В. Сафьянников, 1971), на правобережье р. Марха (А. А. Осипов, 1982), в бассейне р. Чилли (К. А. Ивлиев, 1983). Съемки сопровождались бурением и геофизическими работами, включавшими аэромагнитную съемку, наземное магнитометрическое и электроразведочное профилирование. В результате в 1956 г. в верхнем течении

р. Муна было открыто Верхне-Мунское кимберлитовое поле (В. В. Грицик, П. В. Скляр), а также несколько небольших россыпей и получены новые материалы по стратиграфии и магматизму.

В середине 1960-х годов на площади были начаты специализированные нефтепоисковые работы. В 1965 г. пробурена Мархинская скважина у пос. Шологонцы. В 1970-е они охватили северо-западный борт Вилюйской синеклизы, где проводились Сангарской и Вилюйской экспедициями «Якутнефтегазразведка», а затем ПГО «Ленанефтегазгеология». Бурению предшествовали геофизические работы, включавшие сейсморазведку (сейсмопрофилирование, глубинное зондирование), электроразведку и др. В бассейне рек Тюнг, Тюкян, Линде и др. было пробурено больше 10 глубоких скважин. В 1977 г. было открыто Среднетюнгское газоконденсатное месторождение. Бурение дало новые геологические материалы, обобщенные в работах М. Л. Кокоулина и др. (1982 г., ВНИГРИ), В. А. Асташкина и др. (1982 г., СНИИГГиМС). Получены новые данные о стратиграфии и структуре кембрийских, верхнепалеозойских и мезозойских отложений на склоне Вилюйской синеклизы, о составе и генезисе магматических образований, вскрытых бурением. По результатам бурения и геофизических работ были построены структурные карты платформенного чехла, фундамента и положения поверхности Мохоровичича (Г. Д. Бабаян, В. Е. Бакин, Н. В. Умперович и др.).

В 1980–1985 гг. экспедиция № 3 ПГО «Аэрогеология» выполнила комплекс региональных исследований, основанных на дешифрировании космических снимков (КС) – космоаэрофотогеологическое картирование (КФГК), направленное на оценку перспектив алмазоносности (И. М. Осташкин, 1981; А. А. Тимофеев, 1984). Дешифрирование КС дало материал для углубленной интерпретации геофизических данных.

На основе всех полученных к этому времени материалов была создана серия обзорных геологических и специальных карт (формационных, тектонических, минерагенических, геоморфологических и др.) масштабов 1 : 1 500 000–1 : 2 500 000 на Сибирскую платформу в целом или на ее восточную часть, где отражены особенности строения характеризуемой территории и ее положения на фоне основных геологических структур региона. Общая характеристика геологии региона дана в т. XVIII «Геологии СССР» (Западная Якутия).

В 1986 г., спустя почти 30 лет после выхода ГК-1000 были подготовлены материалы для создания нового поколения ГК-1000 (новая серия). Во время подготовительных работ были осмыслены результаты большого количества геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, данных бурения, геофизических исследований и тематических работ, проведенных за истекший период. Они сопровождались также серией редакционно-увязочных маршрутов и после издания ГК-1000 первого поколения. Издание карты осуществилось в 1993 г. По материалам бурения на углеводороды установлены залегающие на глубине архейские, рифейские и вендские образования, существенно уточнена стратиграфия нижнепалеозойских отложений, выявлены и детально изучены терригенные, вулканогенные образования и эвапориты девона, а при поисковых работах на алмазы – терригенные отложения карбона и перми и пирокластические – нижнего триаса. Был установлен девонский возраст интрузий Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, выяв-

лены особенности их состава, отличающие их от раннетриасового траппового комплекса. Более детально изучены кимберлиты Мунского поля, а также несколько тел Чомурдахского и Севернейского полей. Совокупность тектонических, магматических и геофизических критериев позволила установить существование девонского Патомско-Вилюйского палеорифта и наметить некоторые особенности его развития, определившие в дальнейшем развитие Вилюйской синеклизы.

В записке к ГК был обобщен обширный массив данных по проблеме нефте- и газоносности площади, выделы ее участки, характеризующиеся различными особенностями строения продуктивных толщ. К этому времени в результате обширного комплекса геофизических работ и глубокого бурения был выделен ряд структур, потенциально перспективных на углеводороды, установлены наиболее благоприятные для их аккумуляции стратиграфические уровни разреза осадочного чехла, открыто одно газоконденсатное месторождение и несколько проявлений. Оценена угленосность площади листа, связанная преимущественно с терригенной тощей юрского и мелового возраста в пределах Вилюйской, иногда и Тунгуской синеклиз. Выявлено несколько месторождений и множество проявлений бурого угля.

Алмазоносность кимберлитов всех выявленных на тот момент тел была сочтена непромышленной из-за низких содержаний алмазов и качества камней, оценены прогнозные ресурсы пяти наиболее крупных трубок Мунского поля. Установлено широкое развитие россыпей алмазов, связанных с аллювием современной гидросети и наличие многочисленных промежуточных коллекторов. Все россыпи оценены как непромышленные. Выделено несколько дискретных алмазороссыпных районов. В пределах Среднемархинского россыпного поля на достаточно ограниченной площади были установлены многочисленные шлиховые ореолы всех минералов-индикаторов кимберлита I класса сохранности, а также обломки кимберлита – несомненные свидетельства близко расположенных кимберлитовых тел.

В 1989 г. алмазопоисковые работы в пределах листа были переданы Ботуобинской экспедиции АК «АЛРОСА», которая (вместе с Амакинской экспедицией) до настоящего времени ведет в этих районах ГС-50, разведочные, поисковые и тематические работы.

В 1994 г. произошла очередная активизация ГРР, вызванная открытием Накынского кимберлитового поля (трубки Ботуобинская и Нюрбинская, дайка Мархинская и кимберлитовое тело Майское). В 2001 г. начата добыча алмазов открытым способом из карьера на месторождении трубки Нюрбинская, в 2015 г. – на трубке Ботуобинская, а также погребенной россыпи Нюрбинская – крупнейшей в России. В 2018 г. начата добыча алмазов Верхне-Мунского месторождения.

Разведочные работы на Накынском поле проводятся силами Ботуобинской экспедиции АК «АЛРОСА». Их результаты с оперативными подсчетами запасов изложены в серии отчетов (Э. А. Масленникова, 2007, 2013; О. К. Килижеков, 2010; Е. В. Тарских, 2015; Е. А. Степанов, 2015, 2016), на Верхнемунском поле – Амакинской экспедицией (Р. Ф. Салихов, 2015). При этом получено много новых данных не только о собственно кимберлитах, но также и о стратиграфии, магматизме и тектонике алмазоносных районов.

С этого же времени и по настоящее время Ботуобинская экспедиция АК «АЛРОСА» (ПАО) продолжает активные *поисковые работы* на территории листа, руководствуясь представлением о контролирующей роли Вилюйско-Мархинской зоны разломов (ВМЗ) в распределении кимберлитов по площади. Они сопровождаются комплексными геофизическими работами; производится также переоценка алмазоносности водотоков в пределах этой зоны. Поиски проводились под руководством А. М. Хмелькова (1996, 2007); В. С. Емельянова (1996, 2000, 2004); Ю. Д. Молчанова (2000); Н. Е. Морозовой (2000); А. А. Храмцова (2012); С. А. Захарова (2014); А. К. Константинова (2014, 2015); А. С. Фомина (2015). Их результатом явилось открытие нескольких мелких россыпей алмазов, а также многочисленные новые сведения о магматизме и тектонике ВМЗ.

В 2009 г. после подготовительных работ (Мащак, 2002–2004) издана новая *легенда Анабаро-Вилюйской серии* листов ГК-1000/3, регламентировавшая на этом этапе проблемы стратиграфии, магматизма, тектоники, полезных ископаемых, которые должны учитываться при составлении карт листов, входящих в состав серии.

В 1956–1957 гг. на территории листа Q-50 проводятся первые *аэромагнитные съемки* масштаба 1 : 200 000, результаты которых позволили более обоснованно подойти к пониманию структуры и состава кристаллического фундамента, осадочного чехла и строения магматических комплексов. Одновременно с ними Амакинской экспедицией (АмГРЭ) ЯГУ проводились съемки и более крупных масштабов (1 : 10 000–1 : 50 000). Первыми работами масштаба 1 : 25 000 было выявлено около 130 перспективных на кимберлиты аномалий; заверка этих аномалий позволила установить закономерности распространения магнитовозмущающих объектов различных типов и их состав. По результатам этих работ, продолженных в 1985–2010 гг. Ботуобинской ГРЭ АК «АЛРОСА», составлены карты аномального магнитного поля $\Delta \boldsymbol{T}_a$, сводная цифровая карта аномального магнитного поля Марха-Лено-Оленёкского междуречья масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000, структурно-тектоническая схема этого междуречья масштаба 1 : 500 000. Были получены новые сведения о строении Вилюйско-Мархинской зоны разломов как краевой части Патомско-Вилюйского палеорифта, выделены участки, перспективные на поиски угля и углеводородов.

В период с 1999 по 2010 год Ботоубинской, а затем Мирнинской ГРЭ АК «АЛРОСА» в пределах Вилюйско-Мархинской «кимберлитоконтролирующей зоны глубинных разломов» были выполнены поиски кимберлитовых тел с применением аэромагнитной съемки масштаба 1 : 10 000 в комплексе с наземными заверочными работами (в Средне-Мархинском и Муно-Тюнгском алмазоносных районах). В 2006–2010 гг. были проведены поисковые работы на алмазы с комплексом геофизических исследований масштабов 1 : 5 000 и 1 : 10 000 на правобережье р. Марха. Выявлен ряд аномалий «трубочного типа», перспективных на обнаружение кимберлитовых тел.

В 1958–1961 гг. большая часть листа Q-50 была покрыта *гравиметрической съемкой* масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000 с целью получения данных о тектоническом строении района и выделению площадей для поисковых

работ на нефть и газ. Работы выполнялись ЦКГЭ ЯГУ, при этом была составлена сводная карта изоаномал силы тяжести Вилюйской синеклизы, прилегающих частей Анабарского массива и Тунгусской синеклизы.

Начиная с 1960-х годов начала проводиться гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 предприятиями ЯТГУ (1962–1964 гг.), АмГРЭ ЯТГУ, ЦКГФЭ ЯТГУ. В 1971 г. партия № 3 КГФЭ ЯТГУ выполнила съемку с целью выявления структур, контролирующих размещение проявлений кимберлитового магматизма; в 1973 г. были выделены участки, на которых предполагалось размещение кимберлитов, а также проявлений нефти и газа; в 1984–1986 гг. на Мунской, Линденской и Эйкской площадях ГФЭ № 6 ПГО «Якутскгеология» МГ РСФСР была проведена съемка с теми же целями. Получены материалы для регионального тектонического районирования, выделены участки и объекты, перспективные в отношении алмазоносности, нефти и газа. С 1993 по 1995 год Якутской Государственной поисково-съемочной экспедицией (ЯГСПЭ) проведена съемка на Тюнгской площади, составлены карты изоаномал в масштабе 1 : 200 000 и выделены сложнопостроенные системы разломов северо-западного и северо-восточного простираний в сочетании с радиально-кольцевой.

Для оценки перспектив обнаружения коренных и россыпных месторождений алмазов на правобережье р. Марха с 2006 по 2010 год Мирнинской ГРЭ АК «АЛРОСА» проведены поиски масштаба 1 : 25 000 с комплексом геофизических методов. Были выделены перспективные площади, выполнена ревизия геолого-геофизической информации, полученной при проведении работ в предшествующие годы.

В 1976 г. начались *сейсморазведочные работы*, которые проводились силами подразделений ВГЭ, КГП и ЗЯГЭ и др. В 1979–1985 гг. были выполнены работы МОГТ по редкой сети профилей, при этом выделен ряд локальных положительных структур, намечена зона выклинивания потенциально продуктивного на углеводороды комплекса терригенных отложений венда. С 1986 по 1992 год работы выполнялись сейсмопартиями: Саввиновская, Чучуканская, Нижне-Мархинская, Айхальская, Вилюйская, Джункунская. В 2012 г. работы возобновились под руководством А. В. Поспеева (с/п 01/12 Олгуйдахская площадь). Эффективность сейсморазведки в течение первых десятилетий изучения чехла Сибирской платформы при выделении нефтегазоперспективных объектов оставалась крайне низкой. Это связано как с недостаточной точностью этих работ, так и с устаревшими методами обработки их материалов.

Площадь листа Q-50 пересечена несколькими опорными сейсмическими профилями, выполненными методами ГСЗ и МГСП. Наибольшую протяженность из них имеет опорный сейсмический профиль Березово–Усть-Мая (проект Кратон), меньшую протяженность имеет профиль Моркока–Олёкминск (проект ОКА). Сейсмические данные по профилю Кратон были переобработаны в центре «ГЕОН» проверкой решения прямой задачи сейсморазведки и переинтерпретированы, по ним был построен обновленный сейсмический разрез.

В 2014 г. составлена Опережающая геофизическая основа ГК масштаба 1 : 1 000 000, которая была использована при составлении ГК-1000/3 листа Q-50 третьего поколения.

На территории листа к настоящему времени *пробурены 33 глубокие* скважины (18 параметрических, 13 поисковых, одна разведочная и одна опорная). При этом установлены многочисленные нефтегазопроявления в виде притоков нефти, нефтебитумонасыщенности керна. Обнаружено нефтебитумонасыщение отложений ботуобинского горизонта в Накынской скв. 2950, Дюданской скв. 2910, в скважинах Онхойдохской площади. В Анабарской, Сюгджерской и Западно-Вилюйской НГО основные проявления нафтидов связаны с вендкембрийскими отложениями. Отдельные их проявления установлены в верхнекембрийских и ордовикских отложениях в скв. Среднемархинская 2250. В пределах Вилюйской синеклизы многочисленные проявления жидкой нефти выявлены в отложениях юрского, триасового и пермского возрастов.

С 1970 г. на площади листа проводились *геохимические* работы масштабов 1 : 1 000 000–1 : 500 000 в основном при обобщающих работах по геохимической изученности территории; поисковых работах на алмазы; наземной проверке данных дешифрирования при АФГК и КФГК; проведении КФГК, реже – опытно-методических работ. Геохимическая изученность междуречья Вилюй–Марха–Моркока весьма неравномерна. Наиболее детально (на уровне масштабов 1 : 50 000–1 : 200 000, частично – 1 : 10 000) охарактеризована территории Верхнемунского и Накынского кимберлитовых полей и прилегающих площадей. На участках кимберлитовых тел геохимические работы проводились разными методами.

В 1974–1979 гг. при ГГС-50 на отдельных площадях проведено литогеохимическое опробование водотоков и детальные геохимические поиски на перспективных участках Далдыкан и Чимидикян.

С 1979 г. геохимические работы масштаба 1 : 200 000 выполнялись в основном при поисках алмазов и тематических работах по составлению прогнозно-металлогенической карты Западной Якутии масштаба 1 : 500 000; реже они применялись при составлении ГК-200, работ по ГГС и ГМК.

В 1996–1998 гг. на Хання-Накынском междуречье были проведены инженерно-геологическая и геоэкологическая съемки масштаба 1 : 200 000 с соответствующим комплексом методов прикладной геохимии.

Результаты работ Центральной геохимической партии ЦКТЭ, АмГРЭ, БКГРЭ ПГО «Якутскгеология» в пределах Мало-Ботуобинского и Далдыно-Алакитского алмазоносных районов Якутской кимберлитовой провинции по изучению возможностей геохимических методов поисков кимберлитовых тел показали их потенциальные возможности при поисковых работах в полях распространения пород нижнего палеозоя.

В 2014 г. Б. С. Ягнышевым составлена Геохимическая основа ГК-1000/3 листа Q-50. По материалам литохимической съемки по потокам рассеяния с учетом данных гидрохимического опробования показаны особенности отражения проявлений кимберлитов в геохимических полях. Составлена геолого-геохимическая модель региона, характеризующая его сугубо индивидуальную (алмазную) минерагеническую специализацию. Проведено районирование по условиям ведения геохимических работ. Определено существование дифференцированного суммарного геохимического поля потоков рассеяния, выделены и изучены их региональные аномалии.

Третье издание Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа Q-50 – р. Марха подготовлено в результате обобщения геологических материалов, полученных более чем за 30-летний период, прошедший после подготовки к изданию Геологической карты СССР (новая серия) масштаба 1 : 1 000 000. После ее издания в 1990 г. в границах листа были проведены многочисленные новые геологические исследования. Среди них – геологосъемочные работы масштабов 1 : 50 000–1 : 200 000, поисковые, оценочные, разведочные и тематические исследования. Большинство этих работ связано с проблемами алмазоносности района и перспективами его нефте- и газоносности. Было выявлено Накынское кимберлитовое поле, в котором открыты алмазоносные кимберлитовые тела: трубки Ботуобинская и Нюрбинская, дайка Мархинская и тело Майское, а также связанная с ними россыпь Нюрбинская, и подсчитаны запасы алмазов в этих месторождениях. После комплекса работ, нацеленных на методику выявления крупных камней в кимберлитах, установлена промышленная значимость кимберлитов Верхнемунского поля, проведен подсчет запасов алмазов и начата их добыча. Значительная часть работ посвящена проблемам нефтегазоносности района. Это позволило использовать новые современные данные для уточнения существующих представлений о геологическом строении и перспективах обнаружения новых проявлений полезных ископаемых на рассматриваемой территории.

Таким образом, состояние геологической изученности территории можно считать достаточно высоким. Основное значение имеет полностью законченное на всей площади среднемасштабное геологическое картирование, обеспечивающее большую детальность и достоверность составленных карт. Существенен также большой объем информации, полученный в результате глубокого бурения и геофизических работ, позволяющий охарактеризовать закрытые части района. При составлении карты дочетвертичных образований и карты четвертичных отложений, а также объяснительной записки к ним использован весь комплекс перечисленных выше материалов.

СТРАТИГРАФИЯ

В пределах рассматриваемой территории обнажены или вскрыты скважинами стратиграфические подразделения от архея до палеогена. В региональном плане они принадлежат к нескольким структурно-формационным областям по разным возрастным срезам, в составе которых выделены структурно-формационные зоны, а на некоторых возрастных уровнях – подзоны. Районирование территории проведено в соответствии с Легендой Анабаро-Вилюйской серии листов [78] и актуализированной Легендой Анабаро-Вилюйской серии листов [3] с изменениями.

На дневной поверхности в пределах площади листа обнажены образования фанерозойского платформенного чехла.

Архейские и раннепротерозойские метаморфические образования фундамента вскрываются только в скважинах или выделены по геофизическим данным и относятся к Хапчанской и Иенгрской структурно-формационным зонам Алдано-Анабарской структурно-формационной области.

Верхний структурный этаж представлен комплексом карбонатных, терригенных морских и континентальных пород от рифея до палеогена.

Рифейско-вендские отложения вскрыты только скважинами глубокого бурения и принадлежат к трем структурно-формационным областям. В Анабарской структурно-формационной области развиты терригенные и карбонатные отложения поздневендского возраста. Вилюйская и Тюкян-Тюнгская структурно-формационные области характеризуются сходным терригенно-карбонатным осадконакоплением для вендского среза. В Вилюйской СФО также развиты преимущественно терригенные осадки верхнего рифея.

Кембрийские образования занимают бóльшую часть территории листа Q-50. Они вскрыты нефтегазопоисковыми скважинами или выходят на поверхность и представляют собой обширный комплекс карбонатных, в меньшей степени – терригенных пород и относятся к Юдомо-Оленёкской и Лено-Тунгусской структурно-формационным областям. С учетом особенностей состава, геологического строения внутри Юдомо-Оленёкской СФО выделены Уджинско-Мунская, Мархаро-Куондинская, Вилюйско-Тюнгская структурно-формационные зоны; в Лено-Тунгусской СФО – Сюгджеро-Мархинская структурно-формационная зона.

Ордовикско-раннесилурийскому срезу соответствует одна Вилюйско-Котуйская структурно-формационная область с двумя структурно-формационными зонами: Мархинско-Моркокинской и Вилюйской с терригенно-карбонатным осадконакоплением.

Период с позднего силура до раннего карбона на большей части территории характеризовался перерывом в осадконакоплении и глубоким размывом. Принадлежащие к Среднеоленёкской СФЗ Хатангско-Нижнеленской структурно-формационной области среднедевонские–раннекаменоугольные нестратифицированные образования описаны в разд. «Магматизм». В Тунгусско-Ленской СФО выделяются две структурно-формационные области: Марха-Ыгыаттинская СФЗ с вулканогенно-терригенным осадконакоплением и Муно-Тюнгская СФЗ, в которой накапливались пестроцветные терригенные и карбонатные породы.

Более молодые позднепалеозойские–раннемезозойские отложения выходят на поверхность только в южной, юго-западной частях площади, где накапливались преимущественно континентальные терригенные каменноугольно-пермские и вулканогенные нижнетриасовые отложения. Они относятся к Анабаро-Тунгусской СФО Алакит-Моркокинской СФЗ. В Хоргочум-Баппагайской СФЗ Лено-Вилюйской СФО в это время накапливались континентальные и морские терригенные отложения.

Юрско-меловые образования принадлежат к Лено-Вилюйской структурно-формационной области Лено-Алданской СФЗ, Вилюйской подзоне и характеризуются терригенным осадконакоплением.

В палеогене выделяется маскапынская континентальная толща в Анабаро-Оленёкской СФЗ Среднесибирской СФО.

Последовательность описания отложений отвечает зональному делению площади и их стратиграфическому положению.

АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА

НИЖНЕАРХЕЙСКАЯ И ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ ЭОНОТЕМЫ

Архейские образования на площади листа Q-50 представлены образованиями кристаллического фундамента Сибирской платформы, метаморфизованными обычно в гранулитовой фации. Им свойственна глубокая переработка вещественного состава и структур архейского протолита в условиях неоднократного метаморфизма, сопровождавшегося частичным плавлением и перемещением вещества, что сильно затрудняет их стратификацию. Фундамент платформы, как показывают результаты его изучения в пределах Анабарского и Алданского щитов, сложен комплексом крупных глыб, разделенных зонами длительно развивавшихся глубинных разломов и связанных с ними мощных зон синхронного и более позднего протерозойского регрессивного метаморфизма. Сложность исследования и картирования архейского комплекса связана также с тем, что на площади листа он полностью перекрыт фанерозойским осадочным чехлом и вскрыт на небольшую глубину только 10 нефтепоисковыми и гидрогеологическими скважинами.

Изучение данных бурения, анализ особенностей строения геофизических полей и сопоставление полученных результатов с материалами на сопредельных площадях позволили выделить в фундаменте на площади листа Q-50, входящей в Алдано-Анабарскую структурно-формационную область (СФО),

две структурно-формационные зоны (СФЗ), сложенные различными литолого-петрографическими типами пород: Иенгрскую и Хапчанскую. Первая из них, в тектоническом плане связанная с Тюнгским террейном далдыно-алданского гранулитового пояса [121], представлена иенгрской серией (AR_1i). Вторая слагает южную часть Хапчанской СФЗ; она сложена скорее всего верхнеанабарской серией ($AR_{1-2}va$).

Иенгрская серия (AR_1i) входит в состав Иенгрской структурно-формационной зоны Алдано-Анабарской структурно-формационной области, занимая основную часть площади листа Q-50. В тектоническом плане данные отложения связаны с Тюнгским террейном далдыно-алданского гранулитового пояса [121], представлены комплексом пород с разной намагниченностью и плотностью. Магнитное и гравитационное поля дифференцированные, с неправильной формой локальных магнитных аномалий. Представлены они розовато-серыми гнейсами биотит-роговообманково-полевошпатовыми, иногда с гиперстеном; структура лепидогранобластовая, текстура однородная, слабо полосчатая. Порода сформировалась в результате диафтореза более древних архейских образований гранулитового комплекса – эндербитов [159]. Кроме того, в образцах ксенолитов метаморфических пород из кимберлитовых трубок Мунского поля (трубки Заполярная, Новинка) установлены гранат-клинопироксеновые амфиболиты, гранат-амфиболовые кристаллические сланцы, возраст которых, по данным TNd (DM), – 2907 млн лет, 3129 млн лет, 3286 млн лет (трубка Заполярная), 2938 млн лет (трубка Новинка). В скв. 13 (Онхойдохская 2520) в верхней части разреза кристаллического фундамента вскрыты биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и плагиогнейсы, плагиограниты, гранитогнейсы и гранодиоритогнейсы, и в отдельных интервалах – амфиболиты и эпидот-хлоритовые сланцы. Nd модельный возраст гранитогнейсов – 2696 млн лет – скв. 13 (Онхойдохская 2520), 3183 млн лет – скв. 3 (Бысытыхская 1201) [121]. Позднеархейские датировки пород серии обусловлены, видимо, влиянием многократных процессов метаморфизма/метасоматоза, что привело к изменению изотопных систем минералов и омоложению их реального возраста. Мощность серии – более 5 км.

Верхнеанабарская серия ($AR_{1-2}va$). Образования архея, развитые в крайней северо-восточной части площади листа в Хапчанской СФЗ Алдано-Анабарской СФО и отнесенные к верхнеанабарской серии, на дневной поверхности не обнажаются. Представление о их составе и строении базируется в основном на аналогиях с территорией листа R-49 – стратотипической областью серии, куда они уверенно прослеживаются по характерному рисунку магнитного поля через южные части листов R-50,51 [16, 17]. В пределах Хапчанской СФЗ Анабарского щита породы верхнеанабарской серии занимают не более 10 % ее площади, ассоциируя с раннепротерозойскими образованиями хапчанской серии.

Разрез верхнеанабарской серии характеризуется пестрым неустойчивым составом. Он представлен гиперстеновыми, двупироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами с пачками двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранат-двупироксеновых и гранат-гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов, реже – пластами и линзами кальцифиров, кварцитов с линзами графитсодержащих плагиогнейсов и магнетитовых кристаллических сланцев.

Все эти породы перемежаются друг с другом и неравномерно распространены по разрезу; все они в той или иной степени мигматизированы и гранитизированы. Кроме того, в большинстве пород далдынской и верхнеанабарской серий проявлен раннепротерозойский гранулитовый метаморфизм, который для них является вторичным.

Реконструкция первичного состава пород позволяет отнести эту толщу к существенно терригенным образованиям, представленным песчано-глинистыми осадками (70–80 %); андезит-дацитовыми лавами, известняками, кварцитами (20–30 %) [16].

С метаморфитами серии связана минерализация железа и графита, развитая в гранат-магнетитовых кристаллосланцах. Рудоносные образования, как правило, залегают согласно с вмещающими породами в виде пластообразных тел и линз различной мощностью. Магнетитсодержащие разности без видимой закономерности рассредоточены по разрезу, не образуя стратиграфически выдержанных рудных горизонтов. С ними связаны также проявления графита. Минерализация представлена графитсодержащими кварцитами в виде линз, содержание графита в прослоях достигает 40–70 %. Гранат встречается в гранулитах, гранатсодержащих гранитоидах и гранатовых кристаллических сланцах.

Суммарная мощность верхнеанабарской серии в Хапчанской СФЗ оценивается в 4–5 км. Поля ее развития сопровождаются резко знакопеременным магнитным полем с интенсивностью 5–10 мЭ и амплитудой горизонтального градиента 10–15 мЭ/км.

Возраст верхнеанабарской серии, несмотря на многочисленные попытки его определения, остается проблематичным. Актуальные результаты, полученные на площади листа R-48 U-Pb методом по ядрам циркона, извлеченным из плагиогнейсов, составляют 3723–3235 млн лет [15]. При определении изотопного возраста тем же методом на площади листа R-49 получены значения широкого диапазона – от 3565 ± 7 до 2864 ± 32 млн лет, но к числу собственно магматических отнесены только зерна с возрастом 2864 ± 32 млн лет [57].

Эти результаты позволяют определять возраст верхнеанабарской серии не точнее, чем ранне-позднеархейский; при этом большее количество определений указывает скорее на ее возраст около 2,9 млрд лет [57].

Однако в работе А. П. Смелова с соавторами [115] время формирования верхнеанабарской серии в Хапчанской зоне ограничивается возрастным диапазоном 2,2–1,98 млрд лет, что соответствует раннему протерозою. Ранее к аналогичному выводу пришел также О. М. Розен [108].

Верхнеанабарская серия сложена, видимо, полихронным комплексом пород раннеархейского и позднеархейского возраста, претерпевших неоднократный гранулитовый метаморфизм и анатексис как в архее, так и в раннем протерозое. На современном уровне изученности определить количественные соотношения ранеархейской и позднеархейской составляющих серии невозможно. Учитывая всю совокупность геологических и изотопно-геохимических данных, время формирования верхнеанабарской серии в целом следует рассматривать как ранне-позднеархейское (AR_{1-2}) [16].

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Хапчанская серия (PR_1hp). Стратифицированные образования раннего протерозоя представлены метаморфическими толщами хапчанской серии, развитыми в Хапчанской СФЗ Алдано-Анабарской СФО, в крайней северо-восточной части площади листа. На поверхности они не обнажаются, и представления о их составе и строении базируются на аналогиях со стратотипом хапчанской серии, расположенном в восточной части Анабарского щита, куда полоса ее развития прослеживается по особенностям строения магнитного поля через площади листов R-50,51 [17].

Метаморфические образования хапчанской серии слагают, судя по характеру магнитного поля, ряд узких разнопорядковых антиклинальных и синклинальных структур, перемежающихся с образованиями верхнеанабарской серии и интрузивами нескольких раннепротерозойских комплексов.

По вещественному составу в хапчанской серии установлены следующие соотношения слагающих ее пород (в скобках указаны вероятные протолиты): плагиогнейсы гранатовые, гиперстеновые, салит-скаполитовые (глинистые граувакки) – 40–50 %; известково-силикатные породы (карбонатистые терригенные отложения) – 20–30 %; кальцифиры с постоянным присутствием графита и мраморы (известняки и доломиты) – 5–12 %; эндербиты (тоналиты, гранитоиды или кислые вулканиты) – 5–10 %; мафитовые гранулиты (интрузивы/вулканиты) – 2–5 %. Характерно почти полное отсутствие кристаллических сланцев, а также постоянное присутствие графита в составе гранатсодержащих пород, что наряду с широким развитием карбонатных пород является специфическим признаком серии, резко отличающим ее от архейских далдынской и верхнеанабарской серий [16]. Осадконакопление в Хапчанском бассейне происходило, видимо, в геодинамических обстановках открытого моря на мелководном шельфе.

В формационном отношении они относятся к карбонат-гранулитовой или карбонатно-гнейсовой формациям [106].

Породы серии испытали в раннем протерозое интенсивную мигматизацию и гранитизацию и прорваны, видимо, во всех областях своего развития большим количеством интрузивных тел раннепротерозойского возраста, относимых к нескольким интрузивным комплексам различного состава, как синхронным хапчанской серии (с возрастом 2054–2120 млн лет), так и постколлизионным (с возрастом 1818–1963 млн лет).

Хапчанская серия подверглась также метаморфизму гранулитовой фации с возрастом 1,97 млрд лет, связанному с коллизией и сочленением Анабарского и Оленёкского террейнов [12, 17]. Для пород хапчанской серии и синхронных интрузивных образований протерозойский метаморфизм является первичным.

В дальнейшем гранулиты серии подверглись диафторезу от амфиболитовой до зеленосланцевой фаций, связанному с формированием нижнепротерозойских дислокационно-метаморфических комплексов зон разломов, выполненных милонитами, катаклазитами.

Хапчанская серия характеризуется спокойным отрицательным магнитным полем с интенсивностью 5–10 мЭ, с плавными очертаниями графиков и низкой (2,5 мЭ/км) амплитудой, что объясняется низкой магнитной восприимчивостью всех разновидностей слагающих ее пород. По характеру и напряженности магнитного поля серия уверенно отличается от верхнеанабарской и далдынской серий. Мощность серии порядка 3000–4000 м (по данным В. Л. Злобина, превышает 5500 м).

Nd модельный возраст осадочного протолита хапчанской серии отвечает диапазону 2,46–2,30 млрд лет [115]. Возраст зерен циркона из пород хапчанской серии, по данным U-Pb датирования, составляет 1965–1952 млн лет; этот результат рассматривается как возраст ее метаморфизма [6, 16]. На основании этих данных хапчанская серия отнесена к раннему протерозою.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ, РИФЕЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Рифейско-вендские образования слагают первый плитный ярус Сибирской платформы. Они с размывом и резким угловым несогласием залегают на породах кристаллического фундамента. На площади листа Q-50 рифейские образования вскрыты глубокими скважинами и представлены терригенно-карбонатными породами, формировавшимися в условиях денудации раннепротерозойских горных сооружений. Начинается разрез рифейских отложений с конгломератовой толщи позднего рифея, на которой залегает доломитовая толща и верхневилюйская серия, состоящая из бетинчинской, хоронохской и талахской свит. Все представленные образования принадлежат к Вилюйской СФО.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Конгломератовая толща (RF_3k) выделена в 1985 г. В. П. Жерновским [187] в инт. 2452–2560 м разреза скв. 1 Паршинская (лист О-50). На территории работ вскрыта в скв. 49 (Среднемархинская 2250) в инт. 4200–42020 м и скв. 20 (Накынская 2950) 3300–3325 м. С угловым и стратиграфическим несогласием залегает на породах фундамента. Сложена мелкогалечными коричневато-серыми, реже зеленовато-серыми конгломератами «пуддингового» типа, состоящими из окатанной и полуокатанной гальки изверженных, метаморфических и осадочных пород, прослоями мелко-среднезернистых аркозовых песчаников и гравелитов. Органические остатки не найдены. По положению в разрезе условно относится к позднему рифею [78]. Вскрытая мощность на территории работ – 20 м. Перекрывается доломитовой толщей.

Данные отложения выделены В. И. Красновым в 1995 г. в инт. 4194–4220 м в скв. 49 (Среднемархинская 2250) и названы ханнинской свитой [219], однако данное подразделение не получило всеобщего признания.

Доломитовая толща (RF_3dl) выделена в 1982 г. М. Л. Кокоулиным и В. А. Рудавской. Название «доломитовая» принято в практике нефтегазопоисковых работ [187]. Стратотип – инт. 2570–2601 м скв. 647 Вилюйчанско-Джербинская (лист Р-50). На территории работ выделена в скв. 49 (Среднемархинская 2250) в инт. 4194–4200 м, и скв. 20 (Накынская 2950) 3280–

3300 м. Залегает с несогласием на породах фундамента или конгломератовой толще. Сложена светло-розовато-серыми доломитами, слабоизвестковистыми, водорослевыми, скрыто-среднезернистыми, волнистослоистыми, иногда с примесью алевритового материала. По данным с соседних территорий, содержит позднерифейские водоросли и строматолиты [273]. Мощность свиты изменяется от 0 до 42 м. Со стратиграфическим несогласием перекрывается бетинчинской свитой.

Бетинчинская свита (RF_3bt) выделена впервые в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. в ранге пачки [1]. Решением Межведомственного стратиграфического совещания переведена в ранг свиты [103]. На территории работ вскрыта скважинами: 49 (Среднемархинская 2250), 14 (Ханнинская 3220), 20 (Накынская 2950), 13 (Онхойдохская 2520). Залегает на фундаменте или на доломитовой и конгломератовой толщах. Свита сложена песчаниками бурыми, серыми с зеленоватыми и розоватыми оттенками от мелкозернистых алевритистых до крупнозернистых полевошпат-кварцевых, слюдистых, параллельно-, реже неясно- и косослоистых, с прослоями пестроокрашенных аргиллитов и алевролитов. Палеонтологические остатки не найдены, согласно Анабаро-Вилюйской СЛ [78], относится к позднему рифею. Мощность свиты – 0–152 м. Выше по разрезу со стратиграфическим несогласием залегает хоронохская свита.

Хоронохская свита (RF_3hr) впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. в ранге пачки [1], в практике нефтегазопоисковых работ выделялась в ранге толщи и свиты. Решением Межведомственного стратиграфического совещания переведена в ранг свиты [101]. На территории работ вскрыта скважинами: 49 (Среднемархинская 2250), 14 (Ханнинская 3220), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 13 (Онхойдохская 2520). Свита сложена песчаниками с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники серые тонко-мелкозернистые полевошпат-кварцевые, в отдельных участках известковистые плотные. Аргиллиты темно-серые алевритистые плотные. Алевролиты серые крупнозернистые, участками глинистые. В скв. 49 (Среднемархинская 2250) в инт. 4059–4073 м определены акритархи: *Frachyspaeridium* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Leiotrichoides* sp., что позволяет отнести данные отложения к позднему рифею. Мощность свиты – 0–77 м.

Талахская свита (RF_3th) впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. в ранге пачки в разрезе скв. 602 Верхне-Вилюйчанской площади (лист P-50) [1]. Переведена в ранг свиты решением Межведомственного стратиграфического совещания в 1989 г. [103]. На территории работ вскрыта скважинами: 49 (Среднемархинская 2250), 14 (Ханнинская 3220), 11 (Мархинско-Андойской 3231), 20 (Накынская 2950), 13 (Онхойдохская 2520), 51 (Садынская 3420), 10 (Эйикская 3430), 40 (Дюданская 2910). Залегает с несогласием на породах фундамента или на хоронохской свите, местами с размывом. Свита сложена пестроокрашенными песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и гравелитов. Песчаники темно-буровато-коричневые, буровато-серые и зеленовато-серые, от мелко- до крупнозернистых, часто разнозернистые олигомиктовые и аркозовые с ангидритовым и кварц-регенерационным цементом, участками глинистые слоистые с единичными прослойками гравелитов. Алевролиты и аргиллиты пестроокрашенные, иногда тонкослоистые. Палеонтологические остатки на территории работ не найдены, согласно Ана-

баро-Вилюйской СЛ [78], относится к позднему рифею. Мощность свиты в пределах листа Q-50 изменяется от 43 до 120 м.

Бетинчинская, хоронохская и талахская свиты объединены в верхневилюйскую серию.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Вендские образования наследуют зональность рифейских отложений. Формирование яруса происходило в условиях обширного мелководного морского и лагунного осадконакопления, где отлагались терригенные и карбонатные осадки. Они начали формироваться после длительного перерыва, в результате которого в разной степени были размыты отложения рифея. Это нашло отражение в районировании территории. В пределах листа Q-50 выделяются три структурно-формационные области (СФО): Вилюйская, Тюкян-Тюнгская и Анабарская, отличающиеся полнотой и типами разрезов. В первых двух вскрыты отложения как нижнего (непский горизонт), так и верхнего венда, в Анабарской СФО на фундаменте залегают отложения верхнего венда (тирский и даниловский горизонты). На поверхность вендские отложения не выходят и вскрыты редкими нефтепоисковыми и гидрогеологическими скважинами в разных частях площади листа.

НИЖНИЙ ВЕНД (НЕПСКИЙ ГОРИЗОНТ)

В непское время в пределах территории работ формируются терригенные и терригенно-карбонатные осадки с ненормальной соленостью. В Вилюйской структурно-формационной области отложения нижнего венда представлены бесюряхской, ынахской, харыстанской свитами. Тюкян-Тюнгская СФО имеет общие черты в строении разрезов венда, однако отличается полнотой разрезов, глубиной залегания и мощностью свит. В Анабарской СФО отложения данного возрастного интервала отсутствуют.

Бесюряхская свита (V_1bs) впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. в ранге пачки в составе бочугунорской свиты в разрезе скв. 602 Верхне-Вилюйчанской (лист P-50) [1]. Переведена в ранг свиты решением Межведомственного стратиграфического совещания в 1989 г. [103]. На территории работ вскрыта скв. 49 (Среднемархинская 2250), скв. 20 (Накынская 2950), скв. 14 (Ханнинская 3220). Залегает с несогласием на отложениях талахской свиты, породах рифея или фундамента.

Свита сложена доломитами с прослоями аргиллитов и мергелей. Доломиты серые скрытокристаллические, неравномерно глинистые, иногда неясно-слоистые, плотные. Мергели серые, темно-серые, часто доломитизированные, пиритизированные, с единичными небольшими гнездами ангидрита. Аргиллиты серые, слабоалевритистые, плотные, иногда с зеркалами скольжения. За пределами территории работ в Меикской скв. 2231 (лист P-50) определены акритархи, по заключению В. А. Рудавской, позволяющие отнести их к венду [273]. Мощность свиты изменяется от 32 до 48 м.

Ынахская свита (V_1yn) впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. в ранге пачки в составе бочугунорской свиты в разрезе скв. 602 Верхне-Вилюйчанской (лист P-50) [1]. Переведена в ранг свиты решением Межве-

домственного стратиграфического совещания в 1989 г. [103]. На территории работ вскрыта скв. 49 (Среднемархинская 2250), скв. 20 (Накынская 2950), скв. 14 (Ханнинская 3220). В пределах площади листа Q-50 без видимого несогласия залегает на бесюряхской свите [273, 274], по данным [3], в основании свиты наблюдается перерыв.

Свита сложена аргиллитами, мергелями с прослоями доломитов. Аргиллиты темно-серые, темно-зеленовато-серые, иногда со слабым фиолетовым оттенком, с округлыми и эллипсовидными включениями пирита, с прожилками кальцита, с зеркалами скольжения. Мергели темно-серые доломитовые, с включениями кристаллов и мелких стяжений пирита, участками неясно-слоистые. Доломиты светло-серые, серые разнозернистые, сульфатизированные, плотные. В скв. 49 (Среднемархинская 2250) определены акритархи в инт. 3903–3907 м и 3912–3918 м*: Origmatosphaeridium rubiginosum, O.* sp., *Leiosphaeridia pelucida*. По заключению В. А. Рудавской, возраст вмещающих отложений датируется вендом [273].

Породы бесюряхской и ынахской свит уплотнены и на Среднемархинской площади (скв. 49) являются зональным флюидоупором. Мощность свиты в пределах листа изменяется от 55 до 72 м.

Харыстанская свита (V_1hr) впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. [1] в ранге свиты. В 1980 г. П. Н. Колосовым, В. И. Авдеевой [69] выделялась в ранге пачки в составе бочугунорской свиты. Переведена в ранг свиты решением Межведомственного стратиграфического совещания в 1989 г. с уточнением границ [103]. На территории работ вскрыта скважинами 49 (Среднемархинская 2250), 14 (Ханнинская 3220), 11 (Мархинско-Андойская 3231), 20 (Накынская 2950), 13 (Онхойдохская 2520), 51 (Садынская 3420), 10 (Эйикская 3430), 40 (Дюданская 2910). Залегает с размывом на ынахской свите или отложениях верхневилюйской серии рифея.

Сложена свита аргиллитами, алевролитами с прослоями песчаников, доломитов, мергелей. Аргиллиты серые, темно-серые плотные, слоистые, переходящие на- отдельных участках в мергелистые разности. Алевролиты темно-серые, серые, прослоями песчанистые, доломитизированные, плотные. Песчаники серые, иногда с коричневатым, буроватым или зеленоватым оттенками, от мелко- до крупнозернистых, прослоями алевритистые. Доломиты серые тонко-мелкозернистые, тонкококослоистые, плотные. За пределами листа (на Меикской площади, лист P-50) определены акритархи, характерные, по мнению В. А. Рудавской, для венда [273].

Мощность свит в скв. 49 (Среднемархинская 2250) – 14 м, скв. 14 (Ханнинская 3220) – 3 м, скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 33 м, скв. 10 (Эйикская 3430) – 23 м, скв. 20 (Накынская 2950) – 27 м, скв. 13 (Онхойдохская 2520) – 27 м, скв. 51 (Садынская 3420) – 14 м, скв. 40 (Дюданская 2910) – 30 м.

Позднерифейские–ранневендские нерасчлененные отложения (RF_3–V_1) показаны только на разрезе. Они представлены конгломератовой и доломитовой толщами и бетинчинской, хоронохской, талахской свитами позднего рифея, а также бесюряхской, ынахской и хастахской свитами раннего венда. Все перечисленные подразделения описаны ранее. Стоит отметить, что мощности их сильно варьируют, и некоторые подразделения выпадают из разреза. Общая мощность – 0–215 м.

ВЕРХНИЙ ВЕНД

Верхний венд вскрыт в скважинах глубокого бурения и представлен свитами: бюкской, усупской, кудулахской, юряхской в пределах Вилюйской и Тюкян-Тюнгской СФО. Бюкская, усупская и кудулахская свиты объединяются в иктехскую серию и представлены карбонатными породами. В Анабарской СФО в тирское время накапливалась старореченская свита, на которой с размывом залегают отложения маныкайской свиты даниловского горизонта позднего венда. Обе свиты представлены преимущественно доломитами. Отличительной особенностью этих отложений является наличие прослоев песчаников в их основании.

Анабарская СФО

Старореченская свита (V_2st) впервые выделена сотрудником ГИН АН СССР В. А. Комаром в 1961 г. За стратотип им принят разрез в приустьевой части р. Старая (левый приток р. Бол. Куонамка) [138]. В пределах района работ вскрыта скважинами 4 (Мархинская опорная 1), 2 (гидрогеологическая 203) и 1 (гидрогеологическая 204). Во всех случаях отложения старореченской свиты с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на породах фундамента. В основании залегает прослой полимиктового неотсортированного песчаника. Свита сложена довольно монотонной доломитовой толщей, представленной доломитами комковато-сгустковыми в верхней части, более чистыми разностями в средней части, сгустковыми и неяснослоистыми в нижней части. Цвет пород серый, реже темно-серый. Вся толща ангидритизирована, очень часто встречаются сутуровые швы, по трещинам и кавернам – жидкая нефть. В гидрогеологических скважинах 1 и 2 (204 и 203) отмечаются линзы и прослои гравелитов, алевропелитов, аргиллитов, кварцевых мелкозернистых песчаников. Внутри свиты снизу вверх постепенно убывают размерность и количество кварцевого алевропесчаного материала, степень окремненности, их битуминозность и ангидритизация. В кровле свиты (около 13 м) присутствуют хорошо сортированные мелкозернистые кварцевые песчаники с карбонатным цементом, участками пропитанные жидкой нефтью.

По находкам микрофитолитов в скв. 4 (Мархинская опорная 1) *Vesicularites flexuosus* Reitl., П. Н. Колосов [191] относит старореченскую свиту к юдомскому (вендскому) комплексу пород. По данным С. В. Видик [3], старореченская свита сопоставляется с тирским горизонтом венда. Мощность свиты изменяется от 168 до 225 м.

Стоит отметить, что для отложений старореченской свиты в стратотипической местности (район Анабара) не характерна ангидритизация, в отличие от скв. 4 (Мархинская опорная 1). Там они представлены строматолитовыми, онколитовыми, песчанистыми и глинистыми доломитами с подчиненными прослоями песчаников и конгломератов. В основании свиты залегают песчанистые доломиты и кварцевые песчаники, средняя часть состоит из переслаивания песчанистых и онколитовых доломитов, а в верхней части разреза преобладают песчанистые доломиты. Такой же характер каротажной кривой и сопоставление этих отложений с другими скважинами свойственны отло-

жениям бюкской свиты. Таким образом, образования, отнесенные к стародеченской свите, более близки по своему облику к бюкской свите. Так как на Межведомственном стратиграфическом совещании 1989 г. [103] принято выделять в скв. 4 (Мархинская опорная 1) стародеченскую свиту, то мы оставляем такое название.

Маныкайская свита (V_2mn) выделена Б. Д. Лопатиным, С. М. Табуновым и К. С. Забурдиным в 1964 г. в бассейне р. Мал. Куонамка [60], вскрыта в тех же скважинах, что и стародеченская свита. Стоит отметить, что граница маныкайской свиты в скв. 4 (Мархинская опорная 1) разными авторами проводится на разных уровнях. Мы принимаем разбивку, утвержденную Всесоюзным стратиграфическим совещанием 1983 г. [102].

Отложения маныкайской свиты с перерывом ложатся на различные уровни стародеченской свиты, подошва проведена по кровле пласта песчаников. По литологическим особенностям и по результатам каротажных диаграмм породы подразделяются на три пачки.

Нижняя пачка мощностью 21 м отвечает нефтеносному горизонту и сложена в основном онколитовыми алевритистыми доломитами с редкими прослоями оолитовых и песчанистых доломитов и полевошпатово-кварцевых песчаников. Доломиты коричневато-серые мелкозернистые, тонкослоистые до массивных с неровными поверхностями напластования, пористые, битуминозные с ангидритом. Частично поры заполнены темно-коричневой нефтью. В этих доломитах обнаружены микрофитолиты: *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. coneretus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl [102]. Песчаники полевошпатово-кварцевые серые с зеленоватым оттенком неравномернозернистые массивные с доломитовым, ангидритовым, частью кварцевым цементом. Обломочный материал на 85 % сложен кварцем, 5–8 % – щелочными полевыми шпатами. Порода полностью пропитана темно-коричневой нефтью и обильно выделяется с пузырьками газа.

Средняя пачка мощностью 55 м сложена в основном доломитовым и доломитисто-известковистыми мергелями с редкими прослоями водорослевых и доломитистых известняков и глинистых доломитов, иногда с включениями стяжений пирита неправильной формы, местами слабобитуминозны, редко отмечаются пленки нефти. Породы серые, темно-серые с зеленоватым оттенком, тонко- и мелкозернистые, как правило, с неровными волнистыми плоскостями напластования. В нижней половине пачки породы интенсивно ангидритизированы.

Верхняя пачка мощностью 43 м сложена в основном известковистыми доломитами и водорослевыми известняками с отдельными прослоями глинистых доломитов и доломитовых известняков. Доломиты серые, в отдельных прослоях с зеленоватым и желтоватым оттенком, тонко- и мелкозернистые, толстоплитчатые до массивных, с ровными, реже волнистыми поверхностями напластования. В отдельных прослоях известняки сгустовые доломитовые с рассеянными зернами и стяжениями пирита, включениями межзернового битума, реже нефти. Для глинистых и водорослевых доломитов характерна ангидритизация. В отдельных прослоях доломитистые известняки участками окремненные, с кремневыми органическими остатками. В этой пачке встречены катаграфии: *Nudecularites uniformis* Z. Zhur. [102].

В гидрогеологических скважинах 1 и 2 (скв. 204 и 203) отмечается вишнево-бурая окраска мергелей, наличие косослоистых алевропелитов и окремненных известковистых гравелито-брекчий с глауконитом.

Возраст свиты определяется на основании находок комплекса микрофитолитов: *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.) *V. flexuosus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl., *Osagia tenuilamellata* Reitl. По заключению З. А. Журавлевой и М. С. Яшина, данный комплекс катаграфий отвечает венду и позднему рифею [191].

Корреляция разрезов скважин показывает, что маныкайская свита сопоставляется с усупской, кудулахской и юряхской свитами [3, 84] и соответствует даниловскому горизонту верхнего венда. Такого же мнения придерживаются и авторы листа Q-49 [18]. В связи с вышесказанным, возраст маныкайской свиты принимается вендским.

Мощность свиты в пределах листа изменяется от 86 до 130 м.

Вилюйская СФО и Тюкян-Тюнгская СФО

Иктехская серия впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. [1] в ранге свиты. Решением Межведомственного регионального стратиграфического совещания иктехская свита была переведена в ранг серии. Иктехская серия объединяет три свиты: *бюкскую, усупскую* и *кудулахскую* [103].

Бюкская свита (V_2bk). Название впервые предложено П. Н. Колосовым в 1980 г. [69]. На территории работ вскрыта скважинами 49 (Среднемархинская 2250), 14 (Ханнинская 3220), 11 (Мархинско-Андойская 3231), 20 (Накынская 2950), 13 (Онхойдохская 2520), 51 (Садынская 3420), 10 (Эйикская 3430), 40 (Дюданская 2910), 7 (Онкучахская 2861), 3 (Бысытыхская 1201). На подстилающих отложениях залегает с несогласием. Делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники серые, светло-серые, реже зеленовато-серые и буровато-коричневые мелко- средне-, участками крупнозернистые кварцевые с поровым карбонатным цементом, иногда битуминозные, косо- и волнистослоистые. Алевролиты серые и зеленовато-серые глинистые. Аргиллиты темно-серые плотные. К нижнебюкским отложениям приурочен аналог продуктивного ботуобинского горизонта. Мощность нижней подсвиты в скв. 49 (Среднемархинская 2250) – 30 м, скв. 7 (Онкучахская 2861) – 5 м, скв. 10 (Эйикская 3430) – 30 м, скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 34 м, скв. 14 (Ханнинская 3220) – 24 м.

Верхняя подсвита сложена доломитами, ангидрито-доломитами, глинистыми доломитами с прослоями мергелей, аргиллитов, реже песчаников. В скв. 51 (Среднемархинская 2250) присутствует пласт песчаника (3,2 м) серого мелко- и среднезернистого кварцевого, с ангидритовым и доломитовым цементом, пологоволнистый, иногда косослоистый. Отмечаются участки, пропитанные нефтью. Доломиты серые, темно-серые, иногда с коричневатым оттенком, микро- тонкозернистые, редко водорослевые, с прослоями алевритового материала, ангидритизированные, местами глинистые, плотные массивные, местами битуминозные. Мергели темно-серые, зеленовато-серые, реже черные

в отдельных участках слабобитуминозные, плотные с единичными гнездами мелкозернистого пирита. Аргиллиты темно-серые плотные. Песчаники темно-серые, тонко- мелкозернистые с карбонатно-глинистым цементом. Отложения верхней подсвиты бюкской свиты представлены плотными породами и являются региональным флюидоупором.

В скв. 7 (Онкучахская 2861) В. Д. Дробковой определены остатки из гр. Osagia, гр. Medularites – *Medularites* sp., Vermiculites – *Medullarites*; в скв. 10 (Эйикская 3430) – микрофитолиты *Vesicularites lobatus* Reitl., *V. bothrydioformis* (Krasnop.); в скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) – микрофотолиты *Vesicularites lobatus* Reitl, позволяющие отнести свиту к тирскому горизонту венда [274]. По данным С. В. Видик [3], бюкская свита сопоставляется со старореченской свитой, относится к тирскому горизонту венда.

Мощность верхней подсвиты в скв. 49 (Среднемархинская 2250) – 242 м, скв. 7 (Онкучахская 2861) – 182 м, скв. 10 (Эйикская 3430) – 243 м, скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 262 м, скв. 14 (Ханнинская 3220) – 204 м.

Общая мощность свиты изменяется от 187 до 296 м.

У с у п с к а я с в и т а (V_2us) выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. в ранге пачки [1]. Решением Межведомственного регионального стратиграфического совещания [103] переведена в ранг свиты. Вскрыта в скважинах глубокого бурения там же, где и бюкская свита, на которой залегает с размывом. Сложена доломитами, глинистыми доломитами, мергелями, аргиллитами, редко с прослоями известняков. Доломиты светло- и темно-серые, зеленовато-серые микрозернистые глинистые, прослоями слабопесчанистые, в отдельных участках известковистые, битуминозные. Мергели серые, темно-серые плитчатые, прослоями доломитовые, плотные. Аргиллиты темно-серые плитчатые, плотные. Известняки серые со слабым кремовым оттенком, тонкозернистые, доломитистые, иногда опесчаненные, битуминозные, плотные.

В скв. 7 (Онкучахская 2861) определены микрофитолиты *Vesicularites* sp., *V. bothrydioformis* (Krasnop.), *Volvatella horridus* Z. Zhur., отнесенные к венду. Стратиграфически усупская свита рассматривается в составе даниловского горизонта верхнего венда.

Породы усупской свиты уплотнены и являются региональным флюидоупором.

Мощность свиты изменяется от 72 до 135 м.

К у д у л а х с к а я с в и т а (V_2kd) впервые выделена в 1978 г. В. И. Авдеевой и др. в ранге пачки [1]. Решением Межведомственного регионального стратиграфического совещания [103] переведена в ранг свиты. Вскрыта скважинами глубокого бурения там же, где бюкская и усупская свиты, а также в скв. 36 (Чучуканская 1). Ранее относилась к кудулахской пачке иктехской свиты. На подстилающих отложениях усупской свиты залегает согласно.

Сложена доломитами с прослоями известняков, мергелей и аргиллитов. Доломиты серые, темно-серые, иногда коричневато-серые микро- тонкозернистые, в отдельных участках известковистые, часто глинистые, с тонким налетом глинисто-органического материала по плоскостям наслоения, плотные. Известняки серые, с коричневым оттенком микро- тонкозернистые, прослоями водорослевые, глинистые, иногда битуминозные, в отдельных участках доломитистые, с гнездами ангидрита. Мергели темно-серые, иногда с зеленоватым

оттенком, в отдельных участках слабобитуминозные, тонкоплитчатые, плотные. Аргиллиты темно-серые, почти черные, плотные.

В скв. 7 (Онкучахская 2861) определены микрофитолиты *Nubecularites antis* Z. Zhur., *N. catagraphus* Reitl. В скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) в измененной органогенной породе остатки из гр. *Nubecularites, Renalcis* sp., *Nubecularites* sp.

По данным С. В. Видик [3], свита сопоставляется со средним подгоризонтом даниловского горизонта верхнего венда.

Мощность свиты в скв. 49 (Среднемархинская 2250) – 160 м, скв. 7 (Онкучахская 2861) – 106 м, скв. 10 (Эйикская 3430) – 105 м, скв.11 (Мархинско-Андойская 3231) – 95 м, 13 (Онхойдойская 2520) – 165 м, скв. 14 (Ханнинская 3220) – 141 м.

Юряхская свита (V_2–$Є_1$*jur*) выделена В.В. Граусман и В. П. Жерновским в 1985 г. [274]. Вскрыта скважинами глубокого бурения там же, где и кудулахская свита, на которой залегает согласно. Подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена доломитами и известняками. Доломиты серые, темно-серые, коричневато-серые тонко- микрозернистые, в отдельных участках известковистые, иногда глинистые, слабобитуминозные, с линзами и гнездами ангидрита, плотные. Известняки серые и темно-серые с зеленоватым оттенком, микро- тонкозернистые доломитистые, иногда глинистые, плотные. В скв. 7 (Онкучахская 2861) определены *Radiosus?-Asterosphaeraides*? sp. [274].

Верхняя подсвита сложена известняками и доломитами с прослоями мергелей и аргиллитов. Известняки серые, зеленовато- и кремово-серые тонкомелкозернистые, прослоями водорослевые, в отдельных участках доломитистые, слабобитуминозные, глинистые. Мергели серые, коричневато-серые, иногда доломитистые, плотные. Аргиллиты серые, зеленовато-серые тонкослоистые, плотные.

В скв. 10 (Эйикская 3430) выявлено большое количество сечений раковин фауны непределенного систематического положения, хиолитов, остракод. Отмечаются редкие остатки водорослей *Epiphyton*, присутствуют радиально-лучистые микрофитолиты гр. *Radiosus, Asterasphaeraides* (определения Л. Лыковой). В этом же интервале Н. И. Васильевой определены гастроподы: *Purella cristata* Miss., *Latouchella sibirica* (Vost.), Gen. et sp. Nov., анариты: *Tiksitheca licis* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss., склериты: *Sachites* sp. По ее заключению, этот комплекс является кембрийским. А. В. Федоровым определены хиолиты: *Ladatheca* sp., *L. Annae* (Sys.), *Allatheca* sp., *Loculitheca* sp., *Spinulitheca* sp., хиолительнииты: *Hyolothellus* sp., моллюски: *Barskovia hemisimmttrica* Gol., *B.* sp., *Jgorella* sp., *Securiconus costulatus* Misris., *Anabarella* sp., *Obtusiconus* sp., *Maikchanella* sp., камбросклеротиды: *Halkieria* cf. *sacciformis* Mesh., *H. amorphe* Mesh., *H.* sp., сифогонухитиды: *Siphogonuchites triangularis* Qian., *Lopochites latozonalus* Qian., *Paleosulcachites* sp., ангустиокреиды: *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *C. plicativus* Val., *C.conicus* Miss., *Anabarites trisulcatus* Miss., *A. kelleri* Miss., *A. signatus* Mamb., *Tiksitheca curvata* Fedor., *Conotheca* sp., массовые неопределимые ядра и обломки раковин *Circothecidaegen* et sp indet., прочие проблематики: *Platysolenites* sp.

По заключению А. Б. Федорова, списочный состав хиолитов, моллюсков и др. близок в верхневендскому, но присутствие археоциат заставляет относить вмещающие отложения к томмотскому ярусу нижнего кембрия [274]. По данным Ю. А. Шабанова [135], 90 % списочного состав собранной фауны сопоставим с подневендским комплексом. Совместно с рассматриваемыми окаменелостями из этого же интервала обнаружены единичные кубки археоциат и раковин моллюсков Watsonella. Присутствие даже неопределимых археоциат заставляет относить вмещающие отложения к томмотскому ярусу нижнего кембрия. Присутствующая здесь же Watsonella crosbyi Grabau является характерной раннекембрийской формой и, по представлениям ряда исследователей, является видом-индексом нижней зоны томмотского яруса. К юряхской свите приурочен продуктивный юряхский горизонт. Таким образом, возраст свиты – поздний венд – кембрий. Однако в последние годы рядом исследователей граница между вендом и кембрием переносится на кровлю юряхской свиты [3], что требует дальнейшего изучения.

Мощность свиты в скважинах: 49 (Среднемархинская 2250) – 95 м, 7 (Онкучахская 2861) – 71 м, 13 (Онхойдохская 2520) 70 м, 10 (Эйикская 3430) – 112 м, 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 97 м, 14 (Ханнинская 3220) – 82 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения занимают значительную площадь территории листа, также они вскрыты рядом глубоких нефтегазопоисковых скважин, представлены они всеми тремя отделами и входят в состав Лено-Тунгусской структурно-формационной области (СФО), в которой выделяется Сюгджеро-Мархинская СФЗ и Юдомо-Оленёкская СФО с Уджинско-Мунской СФЗ, Вилюйско-Тюнгской СФЗ и Мархаро-Куондинской СФЗ. В последней в свою очередь выделяются межрифовый и рифовый типы разреза [78]. На актуализированной Легенде Анабаро-Вилюйской серии эти подразделения входят в состав трех фациальных регионов: внутренний шельф – Туруханo-Иркутско-Олёкминский регион (соответствует Сюгджеро-Мархинская СФЗ), внешний шельф – Анабаро-Синский регион (соответствует Вилюйско-Тюнгской СФЗ и Мархаро-Куондинской СФЗ) и открытый бассейн – Юдомо-Оленёкский регион (соответствует Уджинско-Мунская СФЗ) (рис. 2).

Однако это разделение достаточно условно, т. к. вследствие возрастного скольжения фациальных границ, границы регионов также оказываются скользящими (рис. 3).

Крайний юго-запад территории листа Q-50 относится к Туруханo-Иркутско-Олёкминскому региону с развитием лагунно-морских и солеродных фаций. На территории работ эти отложения вскрыты только в скважинах. В Анабаро-Синский фациальный регион входят средняя часть территории в виде полосы шириной порядка 210–250 км северо-западного простирания, в общем соответствующая междуречью Мархи и Тюнга. Регион характеризуется широким развитием рифогенных образований (удачнинская и чукукская свиты). При этом

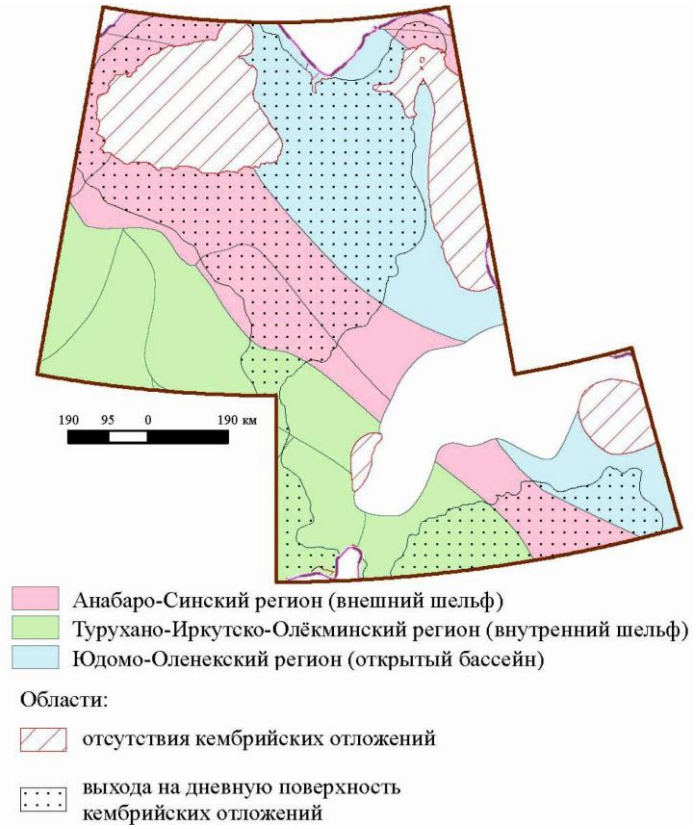


Рис. 2. Схема расположения фациальных регионов [3].

вверх по разрезу отмечается тенденция общего смещения рифогенных комплексов в северо-восточном направлении. Далее на северо-восток располагается Юдомо-Оленёкский фациальный регион с характерными фациями открытого морского бассейна (рис. 4).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Раннекембрийские отложения установлены во всех СФЗ, на поверхность они не выходят, но вскрыты рядом скважин.

Билирская свита ($Є_1bl$) Выделена В. В. Граусман и В. П. Жерновским в 1983 г. [186]. На поверхность не выходит, в пределах территории работ вскрыта рядом скважин: 49 (Среднемархинская 2250), 40 (Дюданская 2910), 20 (Накынская 2950), 15 (Онхойдохская 2521), 51 (Садынская 3420), Мархаро-Куондинской СФЗ: 3 (Бысытыхская 1201), 7 (Онкучахская 2861), 14 (Ханнинская 3220), 36 (Чучуканская 1), 11 (Мархинско-Андойская 3231) и 10 (Эйикская 3430) в пределах Сюгджеро-Мархинской, Мархаро-Куондинской и Вилюйско-Тюнгской СФЗ. Соотношения с подстилающими свитами согласные. По литологическим особенностям подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиту.

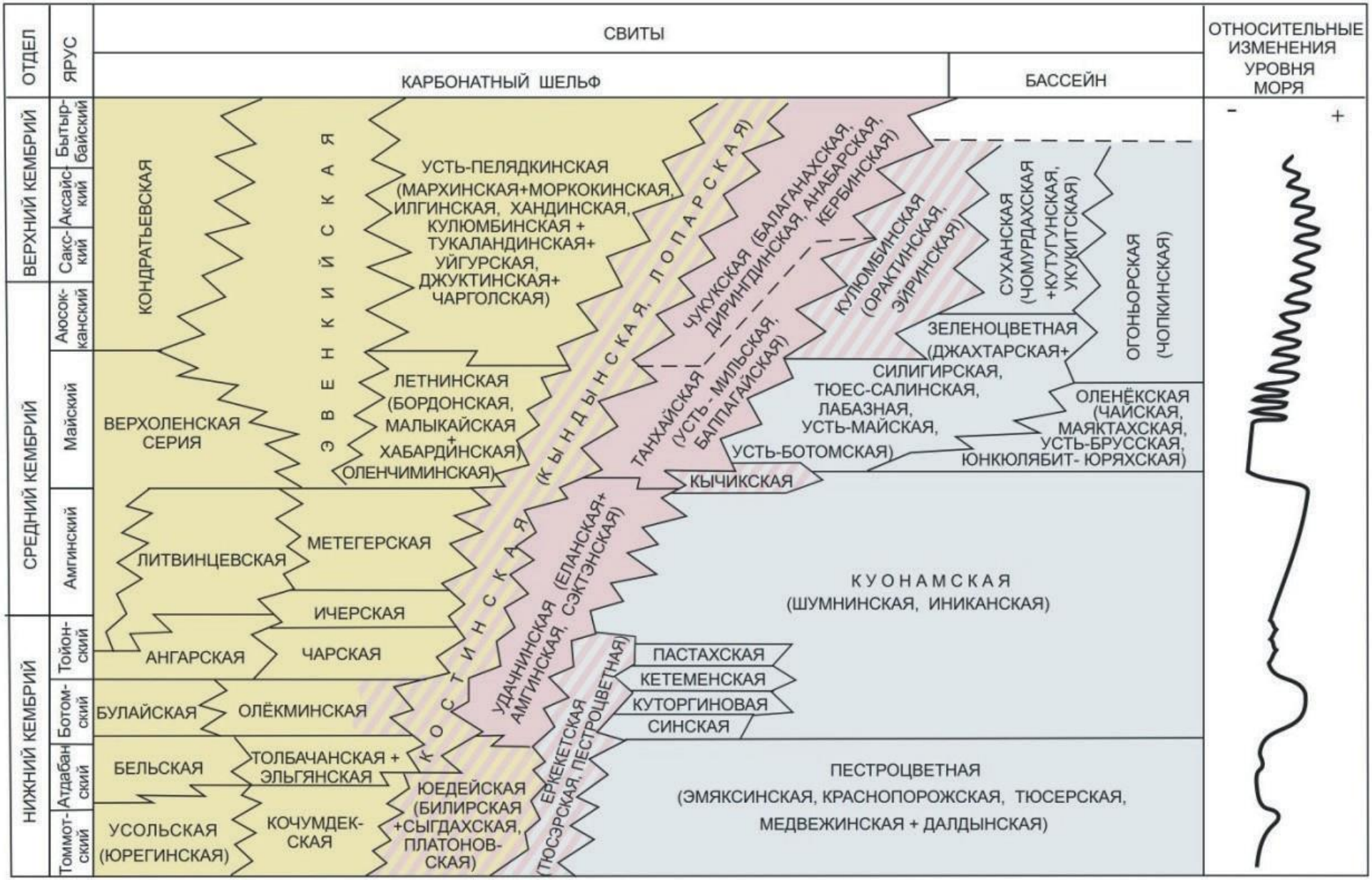
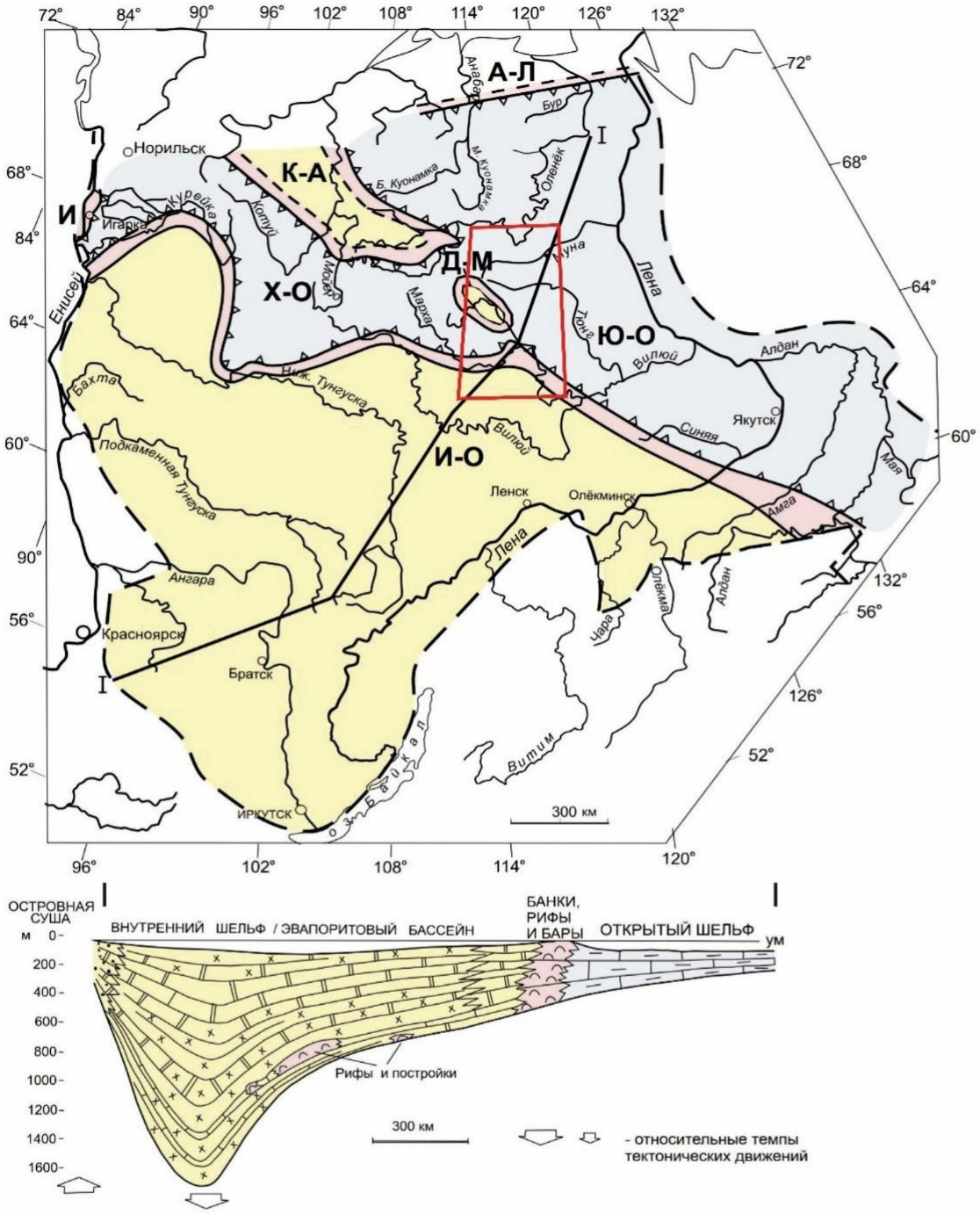


Рис. 3. Схема соотношения основных местных стратиграфических подразделений разнофациальных отложений кембрия Сибирской платформы.

Показано их положение в идеализированном ряду осадочных обстановок от внутренней области карбонатного шельфа к его окраине и далее к внутренней части бассейна. В скобках – фациальные аналоги (по Ю. Я. Шабанову, 2016).

Q-50 Вклейка. Заказ 42214000



Внутренний шельф и прибрежная равнина (Турухано-Иркутско-Олёкминский фациальный регион).

Отмельно-рифовый край карбонатной платформы (Анабаро-Синский фациальный регион).

Открытые бассейны (Юдомо-Оленёкский фациальный регион): Ю-О – Юдомо-Оленёкский, Х-О – Хантайско-Оленёкский

Карбонатные платформы: А-Л – Анабаро-Ленская, И – Игарская, К-А – Котуйско-Анабарская, И-О – Иркутско-Олёкминская, Д-М – Далдыно-Мархинская карбонатная банка

Расположение листа Q-50

Рис. 4. Фациально-палеогеографическая схема кембрия Сибирской платформы. Томмот-ский и атдабанский века раннего кембрия (по Ю. Я. Шабанову, 2016).

Нижняя подсвита сложена известняками и доломитами с прослоями мергелей и аргиллитов. Для пород характерны мелкозубчатые стилолитовые швы, по стенкам которых отмечается темное глинисто-органическое вещество. Доломиты серые тонко-мелкозернистые, участками известковистые, глинистые плотные. Мергели и аргиллиты серые, темно-серые тонкослоистые, плотные. Фаунистически свита в этих скважинах не охарактеризована. За пределами территории в данных отложениях обнаружены водоросли, акритархи, микрофитолиты, ядра хиолитов, относимые к томмотскому ярусу.

Верхняя подсвита сложена известняками и доломитами с единичными прослоями мергелей. Известняки серые, светло-серые с коричневатым оттенком, тонко-мелкозернистые, иногда доломитистые глинистые, с темным тонким налетом глинисто-органического вещества, плотные. Доломиты серые, коричневато-серые тонко-мелкозернистые слабоизвестковистые, с единичными гнездами ангидрита, с тонким налетом органического вещества по плоскостям наслоения, плотные. В скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) в инт. 1981–1989 м определены микрофитолиты *Nubecularites catagraphus* Reitl., *N.* cf. *punctatus* Reitl. За пределами территории в данных отложениях обнаружены водоросли, акритархи, микрофитолиты, ядра хиолитов, относимые к томмотскому ярусу. Возраст билирской свиты – ранний кембрий, томмотский ярус. Общая мощность свиты изменяется от 60 до 120 м.

Эмяксинская свита ($Є_1em$) выделена в 1956 г. М. Н. Злобиным по р. Эмяксин-Уреге (приток р. Мал. Куонамка), где расположен стратотип [58, 59]. В пределах территории листа Q-50 эмяксинская свита вскрыта рядом скважин в пределах Уджинско-Мунской СФЗ, Вилюйско-Тюнгской СФЗ, Мархаро-Куондинской СФЗ. Согласно залегает на маныкайской и билирской свитах, перекрывается куонамской, удачнинской свитами и толщей светлых доломитов.

В Уджинско-Мунской СФЗ эмяксинская свита вскрыта скважинами 1 и 2 (204 и 203 гидрогеологические). Подошва свиты проведена по основанию пачки пестроцветных мергелей и глинистых известняков. Выше следует переслаивание вишнево-бурых глинистых, алевритистых известняков косо- и волнистослоистых, окремненных и кремнистых доломитов с частыми сутурно-стилолитовыми швами, известковистых и глинистых доломитов, известняков. Для пород характерна будинированность. Вверх по разрезу уменьшается глинистость известняков. Преобладающие в нижней части разреза красноцветность и пестроцветность сменяются на светло-серую, зеленовато-серую окраску, возрастает массивность. Отмечаются частые сутурно-стилолитовые швы. По плитчатой отдельности наблюдаются чешуйки зеленого глауконита. Выявлена убогая нефтенасыщенность в виде редких одиночных пятен, по редким трещинам и кавернам.

В верхней части свиты определена фауна *Judomia* aff. Dzevanovskii (Lerm.), *Delgadella porrecta* (Laz.), *Calodiscus* sp., *Hebediscus lermontovae* Rep. Комплексы фауны позволяют отнести вмещающие их отложения к верхам томмотского–атдабанского яруса нижнего кембрия [222]. Мощность свиты в скважинах 1 и 2 (204 и 203 гидрогеологические) изменяется от 204 до 230 м.

В Вилюйско-Тюнгской СФЗ эмяксинская свита вскрыта скважинами: 11 (Мархинско-Андойская 3231) и 10 (Эйикская 3430), в Мархаро-Куондинской

СФЗ скважинами 7 (Онкучахская 2861), 14 (Ханнинская 3220), 3 (Бысытыхская 1201), 4 (Мархинская опорная 1). В. С. Софьянникова [274] называла эти отложения «толщей пестроцветных известняков». Свита сложена известняками с прослоями доломитов, редко мергелей. Известняки серые, серовато-бурые, зеленовато-серые, розовато-бурые микро-, тонко- и мелкозернистые, прослоями водорослевые, в отдельных участках доломитистые глинистые, иногда битуминозные. В породе наблюдаются единичные мелкозубчатые стилолитовые швы, на стенках которых отмечается налет глинистого вещества. Доломиты серые, темно-серые микро-, тонко-, мелкозернистые, в отдельных участках известковистые, иногда глинистые. Мергели серые, буровато-коричневые, зеленовато-серые плитчатые. В скв. 3 (Бысытыхская 1201) отмечается обильный детрит органических остатков и волнистая слоистость. В скв. 7 (Онкунчахская 2861) в эмяксинской свите А. Е. Федоровым определены:

– хиолиты *Tetrtatheca* sp.; *Microcornus parvulus* Mamb., *M.* cf. *parvulus* Mamb., *M.* sp., *Burithes* sp., *Curtitheca korobovi* (Miss.), *Ovalitheca mongolica* Sys., *Ladatheca* cf. *annae* (Sys.), *Jakutolituus fisiformis* Miss., *Spinulitheca* sp.;

– ханцелориидыы: *Chancelloria* sp., *Allonia rosellae* Vas., *Allonia* sp. Nov., *Stellaria lenaica* (Zhur. et Korde), *Archiasterella pentactina* Sdzuy, *Platispinites digitalus* Vas., *Chancelloria* sp., *Chancelloria celloria* cf. *maroccana* Sdzuy.;

– губки: *Probetractina polymorpha* Reif., *Tanchajella* sp.; *Cjulanciella* sp., *Hyalosttelia* sp. Nov., *Sulugurella sulugurica* Fedor., *S.* sp., *S. composite* Fedor., *S* sp. Nov., *Sardospongia triplexa* Most., *S. triradiata* Most., *Pseudosardospongia plana* Fedor (MS), *P.* sp., *Disparella* sp., *Protospongidae* gen. et sp. indet., *Dodecaactinella oncera* Reif.;

– эокриноидеи: *Sibirecystus* sp., *Sibirecystus glabellus* Rosh. et Fedor.;

– моллюски: *Stenotheca pojetae* Run. et Jell.;

– иглокожие: *Sibirecystus* sp., *Sibirecystus glabellus* Rosh. et Fedor., *Scenella reticulate* Bill.;

– конодонтоподобные: *Rhombocorniculum* sp.;

– хиолительминты: *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. grandis* Miss., *H. vladimirovae* Miss., *H.* sp. (sp. Nov.), *Torellella lentiformis* (Sys.), *Torellella* sp., *Torellella* cf. *biconvexa* Miss.;

– томмотииды: *Lapworthella* cf. *ludvigseni* Land., *L. tertuosa* Miss., *Lapworthella* sp., *Tommotia admiranda* (Miss.), *T. plana* (Miss.), *Tommotia* sp.;

– камбросклеротимды: *Halkieria sacciformis* (Mesh.), *H. meshkovae* (Fedor.), *H.* sp., *Sachithes proboscideus* Mesh., *Wiwaxia* sp.;

– ангустиокреиды: *Tiksitheca* cf. *licis* Miss., *Cambrotubulus decurvatus* Miss.;

– губки моллюски: *Heraultipegma* sp., *Stephanoconus* sp.;

– прочие проблематики: *Hadimopanella knappologicum* (Bengt.), *Coleoloides trigeminatus* Miss., *C. typicalis* Walc.

Н. И. Васильевой определены брахиоподы*: Lingulella lingulata* Pelm., *Linnarsoia rowelli* Pelm., *Botsfordia caelata* (Hall.); ханцелориидыы: *Chancelloria* sp.; скелетная фауна: *Torellella* sp., *Torellella* cf. *lentiformis* (Sys.), *Hyolithellus tenuis* Miss., *Chancelloria* sp., *Majatheca* sp. С. А. Мельниковым определены трилобиты: *Delgadella tolli* (Lerm), *Delgadella lenaica* (Toll.), *Neocobboldia dentata* (Lermontova), *Bonnia* sp., *Granularia* sp., *Edelsteinaspis gracilis* compta Suv., *Binodaspis* sp., *Bergeroniellus asiaticus* Lerm., *B. praeexpansus* Suv., *Bergeroniellus*

sp., *Aldonia* sp.; В. Л. Дробковой – спикулы губок: *Aulocopium*? Reitl., *Chancelloria aldanica* Zhur. et Korde, *Protospongia erixo* Walcotl., *Chancelloria* aff. *lenaica* Zhur. et Korde, *Protospongia* erixo Nalcott. Макросклеры? и сигмовидные микросклеры кремнероговых губок из отр. Cornacuspongiida, единичные сечения раковин хиолитов *Doliutus* sp. и *Costatheca? clinisepta* (Syss.)., водоросли *Botominella leniata* Reitl., *Batenevia* aff. *Ramose Korde, Proaulopora*? sp., *Nicholsonia*? sp., *Razumovskia* sp.; Ю. Я. Шабановым – трилобиты: *Delgadella lenaicus* (Toll.), *D. tolli* Lerm., *D. anabarus* Laz, *Neopagetina* sp., *Kootenia* sp., *Bergeroniellus spinosus* Lerm., *B.* sp., *Granularis* sp., *Edelsteinaspis* sp., *Binodaspis* cf. *spinosa* Lerm., *Protolenidae*, *Neopagetina* sp., *Proerbia* cf. *prisca* Lerm., брахиоподы: *Botsfordia cuclata* Lerm., *Kutorgina* sp., *Antiquatheca* sp. [274].

Комплексы фауны позволяют отнести вмещающие их отложения к верхам томмотского – низам ботомского яруса нижнего кембрия [3, 135]. Мощность свиты в пределах Вилюйско-Тюнгской СФЗ в скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) составляет 190 м, скв. 10 (Эйикская 3430) – 166 м, в пределах Мархаро-Куондинской СФЗ изменяется от 248 до 440 м. Общая мощность свиты в пределах листа Q-50 изменяется от 166 до 440 м.

Толща сахаровидных доломитов (Є$_1$sad) выделена в процессе нефтегазопоисковых работ [159]. Вскрыта в скв. 7 (Онкунчахская 2861) и скв. 3 (Бысытыхская 1201) Мархаро-Куондинской СФЗ. Без видимого несогласия залегает на эмяксинской свите. Сложена доломитами светло-серыми, иногда почти белесыми, сахаровидными тонко- мелкозернистыми, в отдельных участках слабоизвестковистыми, плотными, местами кавернозными, за счет растворения каменной соли с единичными зернами пирита. В скв. 3 (Бысытыхская 1201) часть пор заполнена кремнеземом, битумом. В породе присутствует органогенный детрит, но определимых остатков не обнаружено. По положению в разрезе подошва толщи скользит от уровня нижней границы ботомского яруса до его верхней части. Скольжение верхней границы толщи охватывает интервал от верхов ботомского яруса до средней части тойонского яруса [3, 135]. Мощность толщи изменяется от 92 до 188 м.

Сыхдахская свита (Є$_1$*sd*) выделена А. О. Ефимовым и Н. В. Мельниковым [103]. Согласно залегает на билирской свите, перекрывается эльгянской свитой. В пределах территории развита в Сюгджеро-Мархинской СФЗ Лено-Тунгусской СФО, вскрыта скважинами: 49 (Среднемархинская 2250), 13 (Онхойдохская 2520), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910). Сложена доломитами, известняками, мергелями с прослоями аргиллитов. Доломиты серые, кремовато-серые, иногда с зеленоватым оттенком, тонко-мелкозернистые, прослоями водорослевые, в незначительной степени известковистые, иногда глинистые, ангидритизированные, в отдельных участках вертикально трещиноватые, участками тонкогоризонтально- или волнистослоистые, иногда пятнистые, с тонким налетом темного органического вещества по трещинам, для пор характерны стилолитовые мелкозубчатые швы. Известняки серые, зеленовато-серые, скрыто-мелкозернистые, местами доломитовые, глинистые плотные. Мергели серые, серовато-кремовые доломитовые, часто переходят в аргиллиты тонкоплитчатые, слаборассланцованные, плотные, с тонким налетом по наслоению темного органического вещества, в отдельных участках волнисто-полосчатые, кавернозные.

В скв. 13 (Онхойдохская 2520) определены хиолительминты: *Torellella curva* Miss., *T. biconvexa* Miss., *T. lentiformis* (Sys.), *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. vladimirovae* Miss., спикулы губок *Sulugurella primitiva* Fedor., археоциаты *Nochoroicyathus tkatschenkoi* (Vol.), *N. turbidus* (Roz.), *N. mirabilis* Zhur., *Cambrocyathellus robustus* (Vol.), *Rotundocyathus* in*distinctus* Sund. et A. Zhur. В скв. 20 (Накынская 2950) определены хиолиты *Microcornus simus* Miss., *Conotheca mammilata* Miss., губки *Sulugurella primitiva* Fedor., томмотииды *Lapworthella tortuosa* Miss., хиолительминты: *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. vladimirovae* Miss., *Torellella lentiformis* (Sys.), *T. curva* Miss., ханцеллориды *Stellaria le naica* (Zhur. et Korde), *Allonnia tripodophora* Dore et Reif, *Archiasterella pentactina* Sdzuy, трилобиты *Delgadella anabara* (Laz.), брахиоподы *Cambria* cf. *sibirica* Meln., моллюски *Aldanella operosa* Miss., губки *Probetractina polymorpha* Reif, *Sulugurella composita* Fedor., *Sardospongia tri radiata* Most. На основании всех вышеприведенных комплексов возраст сыхдахской свиты принимается в объеме томмотского–атдабанского ярусов раннего кембрия [135]. Мощность свиты в скв. 49 (Среднемархинская 2250) – 294 м, скв. 13 (Онхойдохская 2520) – 290 м, скв. 20 (Накынская 2950) – 277 м, скв. 51 (Садынская 3420) – 287 м, скв. 40 (Дюданская 2910) – 284 м.

Эльгянская свита ($Є_1el$) выделена А. К. Бобровым в 1959 г. в разрезах, обнажившихся по левому притоку р. Олёкма – р. Эльгян, где расположен стратотип [186, 187, 188]. Согласно залегает на сыхдахской и перекрывается толбачанской свитой. На исследуемой территории вскрыта скважинами: 49 (Среднемархинская 2250), 13 (Онхойдохская 2520), 20 (Накынская 2950), 53 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910), входящими в *Сюгджеро-Мархинскую СФЗ.* Свита сложена известняками и доломитами с редкими прослоями глинистых доломитов и аргиллитов. Известняки серые, буровато- и кремово-серые микро- тонкозернистые доломитовые, комковатые, с обилием гнезд светло-серого ангидрита, с темным органическим веществом по плоскостям наслоения, иногда кавернозные. Доломиты серые, кремово- и буро-серые, часто известковистые, ангидритизированные, иногда тонкопрерывистослоистые за счет глинисто-органического материала, с единичными сутуровидными швами. В скв. 49 (Среднемархинская 2250) в инт. 2800–2805 м определены трилобиты *Elganellus* cf. *elegans* Suv., *E*. sp., *Bigotina* sp. По заключению Ю. Я. Шабанова, возраст вмещающих отложений датируется атдабанским веком (эльгянский горизонт) [273].

Мощность свиты в скв. 49 (Среднемархинская 2250) – 56 м, скв. 13 (Онхойдохская 2520) – 50 м, скв. 20 (Накынская 2950) – 49 м, скв. 51 (Садынская 3420) – 56 м, скв. 40 (Дюданская 2910) – 54 м.

Толбачанская свита ($Є_1tl$) выделена А. К. Бобровым в 1945 г. в естественных обнажениях по р. Лена у устья р. Толбачан, где в 1959 г. составлен ее стратотипический разрез [187, 273]. Согласно перекрывает отложения эльгянской свиты. На исследуемой территории выделяется в *Сюгджеро-Мархинской СФЗ,* где вскрыта скважинами 49 (Среднемархинская 2250), 13 (Онхойдохская 2520), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910). Свита представлена переслаиванием доломитов, известняков, мергелей и аргиллитов. Доломиты светло-серые, серые, кремово-серые тонко-мелкозернистые коллоидные, нередко глинистые, в отдельных участках порода сильно

засолонена, отмечаются кристаллы, линзочки серовато-буроватой каменной соли. Порода трещиноватая и кавернозная, иногда волнисто-линзовиднослоистая за счет глинисто-мергелистого материала, участками пропитанного нефтью и битумом. Известняки темно-серые мелкозернистые, неравномерно глинистые, в отдельных участках ангидритизированные, кавернозные, с примазками черного битуминозного вещества. Мергели и аргиллиты серые доломитовые толстоплитчатые, участками тонкослоистые.

В пределах площади свита фаунистически не охарактеризована, на соседних площадях определены микрофитолиты и трилобиты атдабанского яруса [273].

Мощность свиты в скважинах: 49 (Среднемархинская 2250) – 302 м, 13 (Онхойдохская 2520) – 349 м, 15 (Онхойдохская 2521) – 367 м, 12 (Онхойдохская 2522) – 401 м, 20 (Накынская 2950) – 384 м, 51 (Садынская 3420) – 290 м, 40 (Дюданская 2910) – 277 м.

Олёкминская свита ($Є_1olk$) выделена А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой в 1942 г. Типовой разрез в естественных обнажениях по р. Олёкма, правом притоке р. Лена, в 1946 г. Объем и строение свиты были уточнены А. К. Бобровым [187, 188, 273]. На исследуемой территории выделяется в *Сюгджеро-Мархинской СФЗ*, где вскрыта скважинами 49 (Среднемархинская 2250), 13 (Онхойдохская 2520), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910). Согласно залегает на толбачанской свите. Сложена известняками и доломитами. Известняки светло- и темно-серые, иногда с коричневатым оттенком, микро- тонкозернистые, прослоями микрофитолитовые с органогенно-детритовой и комковатой текстурой, доломитовые, участками ангидритизированные, вертикально трещиноватые и кавернозные, с примазками битуминозного вещества. Доломиты коричневато-серые, темно-серые микро- тонкозернистые, прослоями сгустково-комковатые. Местами глинистые, участками известковистые, слабопиритизированные, иногда горизонтально-слоистые за счет тонких, частых прослоек глинистого, слабоизвестковистого материала, обогащеного темным органическим веществом, с единичными гнездами ангидрита. Отмечается наличие вертикальных трещин и каверн с примазками нефти. На территории работ фаунистически свита не охарактеризована, но на соседних площадях определены трилобиты и брахиоподы ботомского яруса – урицкого и олёкминского горизонтов [273]. Мощность свиты в скважинах: 49 (Среднемархинская 2250) – 102 м, 13 (Онхойдохская 2520) – 107 м, 15 (Онхойдохская 2521) – 110 м, 12 (Онхойдохская 2522) – 105 м, 20 (Накынская 2950) – 102 м, 51 (Садынская 3420) – 103 м, 40 (Дюданская 2910) – 106 м.

Чарская свита ($Є_1čr$) выделена А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой в 1942 г. в естественных обнажениях по р. Чара, бассейна р. Олёкма, где расположен стратотип [187, 188, 273]. На исследуемой территории распространена в *Сюгджеро-Мархинской СФЗ* и вскрыта скважинами: 49 (Среднемархинская 2250), 13, 15, 12 (Онхойдохская 2520, 2521, 2522), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910). Залегает согласно на олёкминской, перекрывается ичерской свитой. Сложена переслаиванием пачек каменной соли, доломитов, известняков, мергелей, аргиллитов, редко ангидритов. Доломиты серые, серовато-коричневые, микро- тонкозернистые, прослоями водорослевые с реликтовой комковатой текстурой, иногда глинистые, известковистые,

участками ангидритизированные, иногда вертикально-трещиноватые и кавернозные, с обилием темного органического вещества по плоскостям наслоения и трещин, с примазками темно-коричневого битума. Известняки серые, светло- и темно-серые, иногда с коричневатым оттенком, тонко-мелкозернистые доломитизированные, участками ангидритизированные, комковатые, глинистые, горизонтально- и косослоистые, в отдельных участках трещиноватые. Мергели серые со слабым коричневатым оттенком, участками доломитовые, плитчатые. Аргиллиты зеленовато-серые известковистые. Каменная соль беловато-серая, серая, полупрозрачная, кристаллическая. Ангидриты серые, светло- и темно-серые тонкозернистые доломитистые линзовиднослоистые.

Фаунистически свита в разрезах скважин не охарактеризована. По положению в разрезе рассматривается как нижняя часть тойонского яруса, чарский горизонт нижнего кембрия. Мощность свиты в скважинах: 49 (Среднемархинская 2250) – 514 м, 13 (Онхойдохская 2520) – 188 м, 15 (Онхойдохская 2521) – 195 м, 12 (Онхойдохская 2522) – 180 м, 20 (Накынская 2950) – 305 м, 51 (Садынская 3420) – 436 м, 40 (Дюданская 2910) – 390 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

К у о н а м с к а я с в и т а ($Є_{1-2}kn$) выделена К. К. Демокидовым в 1958 г. [59] в естественных обнажениях по притоку р. Анабар – р. Мал. Куонамка, на которой расположен стратотип свиты. В качестве лектостратотипа используется разрез на р. Мал. Куонамка, вблизи пос. Джелинда [110]. На исследуемой территории распространена в *Уджинско-Мунской, Вилюйско-Тюнгской* и *Мархаро-Куондинской СФЗ.* В Уджинско-Мунской СФЗ вскрыта скважинами 1 и 2 (204 и 203 гидрогеологическими) и без видимого несогласия залегает на породах эмяксинской свиты, перекрывается оленёкской свитой. Отложения куонамской свиты в разрезе выделяются необычной темной окраской – от серой до сажисто-черной. Они представлены биодетритовыми известняками с глауконитом и фосфатным детритом, буро-черными аргиллитами и мергелями с тонкими прослоями тонкодетритового известняка с конкрециями и линзами кремней, глинистыми известняками и мергелями, обогащенными органическим веществом. В основании свиты в скв. 1 (204) присутствуют фосфатные желваки, отсутствуют кремнистые, значительно больше детритовых прослоев. Под микроскопом в отложениях куонамской свиты фиксируются точечные выделения нефти. Свита охарактеризованна фауной хиолит: *Linevitus dorsosulcatus* Sys., *Tulenecornus* sp., *Trapezovitus* sp., моллюсков *Pelagiella lorenzi* (Kob.), *Pelagiella* sp., брадоирид *Bradoria* cf. *ordinata* Mesh., ханцеллориид *Archiasterella pentactina* Sdzuy, *Chancelloria* sp. (скв. 1 (204), инт. 653,4–654,8 м), трилобитов *Lermontovia grandis* (Lerm.), *L. dzevanovskii* (Lerm.), *Cheiruroides (Inikanella) gracilis* Lerm., *Cheiruroides (Cheiruroides) maslovi* Pokr., гастропод: *Protowenella plena* Miss. (скв. 2 (203) инт. 607,0–614,6 м), *Oryctocephalops frischenfeldi* Lerm., *Oryctocara (Ovatoryctocara) granulata* Chern., *Cheiruroides (Inikanella) gracilis* Lerm., *Pagetides spinosus* Laz. (скв. 2 (203), инт. 601–606 м), *Triplagnostus gibbus* (Linrs), *T. arctus* Pokr. et Egor., *Hartshillia pusilla* Laz., *Eodiscus punctatus* (Salt.), *Paradoxides* sp. (скв. 2 (203), инт. 595,0–600,0 м).

Мощность свиты в скв. 2 (203) – 26 м, скв. 1 (204) – 25 м.

В Вилюйско-Тюнгской СФЗ вскрыта скважинами 11 (Мархинско-Андойская 3231) и 10 (Эйикская 3430), а также 14 (Ханнинская 3220), которая находится в Мархаро-Куондинской СФЗ. Керном охарактеризована в скв. 10 (Эйикская 3430). Здесь она сложена мергелями и аргиллитами в тонком переслаивании с известняками. Мерегели темно-серые, серые с зеленоватым оттенком, иногда доломитовые плитчатые. Аргиллиты темно-серые, почти черные, слабобитуминозные, тонкоплитчатые. Известняки серые, темно-серые, тонкозернистые, прослоями водорослевые, доломитистые, глинистые, слабобитуминозные с небольшими гнездами ангидрита и пирита. В скв. 10 (Эйикская 3430) в инт. 1348,0–1356,0 м определены триболиты: *Triplagnostus gibbus* Linrs., *T. arctus* Pokr. t Egor., *Eodiscus punctatus* (Salt.), *Acadagnostus* ex gr. *fallax* (Linrs), *Solenopleura lenaica* Lerm., *Megagnostus* sp. [274]. На основании приведенных комплексов фауны, возраст свиты – ранний кембрий, ботомский, тойонский ярусы, средний кембрий, амгинский ярус, низы майского яруса.

Мощность свиты в скважинах: 10 (Эйикская 3430) – 181 м, 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 201 м, 14 (Ханнинская 3220) – 273 м.

Удачнинская свита ($Є_{1-2}ud$) впервые выделена Ю. А. Шабановым в 1987 г. [134]. Стратотип расположен на территории листа Q-49 на северо-восточном фланге месторождения тр. Удачная, скв. 316, парастратотип здесь же – скв. 308. Слагает рифовый тип разреза. В практике нефтегазопоисковых работ выделялась под названием «айхальская рифогенная толща». В пределах территории работ распространена в Мархаро-Куондинской СФЗ. Вскрыта в скважинах 3 (Бысытыхская 1201), 4 (Мархинская опорная 1), 7 (Онкучахская 2861), 42 (Среднеконончанская 1). Верхние и нижние границы свиты согласные.

В скв. 3 (Бысытыхская 1201) представлена известняками, часто доломитистыми и доломитами. Цвет пород светло-коричневый, кремово-желтый с неяснослоситой текстурой.

Для породы характерны стилолитовые швы с примазками глинисто-органического вещества темно-бурого цвета. В шлифах известняки тонко-микрозернистые, микрофитолитовые. Редко в известняках присутствует органогенный детрит. Доломитизация известняков слабая, неравномерная. В скв. 3 (Бысытыхская 1201) обнаружены трилобиты (инт. 860–868 м) *Bilaispis* sp., *Bathynriscellus*. По заключению Ю. Я. Шабанова, возраст вмещающих отложений – ранний кембрий, верхняя половина. В скв. 1991 недалеко от западной рамки (лист Q-49) определен комплекс трилобитов, относящийся к переходным от нижнего к среднему кембрию [18, 159].

В скв. 7 (Онкунчахская 2861) (инт. 606–1160 м) свита сложена известняками и доломитами. Известняки светло-серые, со слабым кремовым оттенком, мелкозернистые, возможно, водорослевые, иногда доломитистые с единичными мелкобугристыми стилолитовыми швами, с прожилками и линзочками темно-зеленого глинистого материала, редко кавернозные с тонкими трещинками, заполненными кальцитом. Доломиты светло-серые мелко-среднезернистые, участками известковистые. В скв. 7 (Онкучахская 2861) определены трилобиты *Anabaraspis splendens* Lerm., *Dolichometopus proprius* Egor., *Edelsteinaspis* cf. *plana* Chern., *Ogygopsis batis* (Walc.), *Kootenia jakutensis* Lerm., *Kooteniella slatkowskii* (Schm.), *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Dine-*

sus sibiricus (Schm.), *Lenacare* sp. и др., брахиоподы, иглокожие, губки *Probetractina polymorpha* Reif, *Dodecaactinella oncera* Reif и др., *Hyolithellus exiguus* Fedor. и др. (инт. 1096–1104 м).

Мощность свиты изменяется от 416 до 573 м.

На основании комплексов фауны возраст удачнинской свиты принимается в объеме ранний кембрий, атдабанский ярус – средний кембрий, низы майского яруса [135].

Ичерская свита ($Є_{1-2}ič$) впервые выделена А. К. Бобровым в обнажении на левом берегу р. Лена, ниже устья р. Ичера в 1962 г. из состава «переходной свиты» А. А. Арсеньева и Е. А. Нечаевой. Первоначально эти отложения А. К. Бобров относил к чарской свите [187, 188, 273]. На исследуемой территории выделяется в *Сюгджеро-Мархинской СФЗ*, где вскрыта скважинами: 49 (Среднемархинская 2250), 13, 15, 12 (Онхойдохские 2520, 2521, 2522), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910). Свита согласно перекрывает чарскую свиту и сложена известняками и доломитами. Известняки серые, темно-серые разнозернистые, иногда доломитистые, тонкослоистые, за счет примазок черного глинисто-органического вещества, с прожилками кальцита. Доломиты серые, темно-серые, коричневато-серые, тонко-мелкозернистые, участками глинистые.

Фаунистически свита в разрезе скважин не охарактеризована. За пределами площади определены трилобиты верхов тойонского, низов амгинского ярусов. Мощность свиты в скв. 49 (Среднемархинская 2250) – 51 м, 51 (Садынская 3420) – 44 м, 40 (Дюданская 2910) – 41 м, 15 (Онхойдохская 2521) – 38 м, 12 (Онхойдохская 2522) – 36 м, 13 (Онхойдохская 2520) – 42 м, 20 (Накынская 2950) – 34 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Метегерская свита ($Є_2mt$). Впервые выделена А. К. Бобровым и С. А. Бобровой в обнажениях по левобережью р. Лена, ниже р. Солянка, названа по горе Метегер в 1957 г. [186, 187, 188]. На исследуемой территории выделяется в *Сюгджеро-Мархинской СФЗ*, где вскрыта скважинами 49 (Среднемархинская 2250), 13, 15, 12 (Онхойдохские 2520, 2521, 2522), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910), 33 (Чучуканская 2852). Согласно залегает на отложениях ичерской свиты. Сложена доломитами и пластами солей с прослоями мергелей, аргиллитов, известняков, редко ангидритов. Доломиты от светло- до темно-серых, иногда с зеленоватым или коричневатым оттенками, тонко-микрозернистые, участками глинистые, иногда известковистые, ангидритизированные, редко прослоями оолитоподобные, битуминозные, кавернозные, с тонким черным налетом глинисто-органического вещества по наслоению породы. Известняки серые, светло-серые микро-, тонко- и мелкозернистые, участками доломитистые, иногда алевритистые, ангидритизированные. Каменная соль розовато-бурая, серая, беловато-серая крупнокристаллическая. Мергели буровато-коричневые, зеленовато-серые плотные. Аргиллиты темные зеленовато- и коричневато-серые, участками известковистые, тонкослоистые. Ангидриты серые микро-тонкозернистые доломитистые, тонковолокнистые. Алевролиты бурые разнозернистые, с поровым карбонат-

ным, сульфатным и глинистым цементом, трещиноватые. Палеонтологические остатки в свите не обнаружены. По положению в разрезе метегерская свита относится к амгинскому и низам майского ярусам [188]. К кровле солей метегерской свиты приурочен отражающий сейсмогоризонт А. Соли метегерской свиты являются региональным флюидоупором. Мощность свиты в скважинах: 49 (Среднемархинская 2250) – 149 м, 13 (Онхойдохская 2520) – 109 м, 15 (Онхойдохская 2521) – 106 м, 12 (Онхойдохская 2522) – 114 м, 20 (Накынская 2950) – 143 м, 51 (Садынская 3420) – 225 м, 40 (Дюданская 2910) – 259 м, 33 (Чучуканская 2852) – 195 м.

Ичерская и метегерская свиты объединенные (Є$_{1-2}$*ič+mt*) показаны только на разрезе. Описание свит приведено выше.

О л е н ё к с к а я с в и т а (Є$_2$*ol*) выделена Г. Г. Моором, Б. Н. Рожковым, Б. В. Ткаченко в 1934 г. [89]. Стратотип расположен в верхнем течении р. Оленёк на листе R-49. На исследуемой территории вскрыта скважинами в пределах Уджинско-Мунской и Вилюйско-Тюнгской СФЗ. В Уджинско-Мунской СФЗ вскрыта скважинами 1 и 2 (204 и 203 гидрогеологическими), где без видимого несогласия ложится на подстилающие породы куонамской свиты. Нижняя часть сложена преимущественно плотными светло-серыми, буровато-зелеными, пятнисто-красными комковатыми известняками в разной степени глинистыми и алевритистыми, известковистыми доломитами, известняковыми конгломератами. В верхней части свиты резко преобладают красно-бурые, пестроцветные мергели, алевропелиты, аргиллиты с линзами, прослоями, желваками тонкодетритовых и пелитоморфных известняков, доломитов. Породы повсеместно будинированы. По разрезу отмечаются вкрапленность пирита, кальцита, реже его прожилки. В известковистых доломитах, известняках редкие каверны, кое-где частично заполненные кальцитом. Отложения свиты неравномерно окремненные, с частыми сутурно-стилолитовыми швами, поверхность которых глауконизирована. В скв. 2 (скв. 203) в инт. 544–545 м отмечены пятна жидкой нефти. Мощность свиты в скв. 2 (скв. 203) – 182 м, скв. 1 (скв. 204) – 169 м.

В Вилюйско-Тюнгской СФЗ вскрыта скважинами 11 (Мархинско-Андойская 3231) и 10 (Эйикская 3430). По керну, шламу, промыслово-геофизическим исследованиям свита сложена переслаиванием мергелей и известняков, редко доломитов. Мергели буровато-коричневые, серые, с зеленоватым и буроватым оттенками, иногда доломитовые тонкослоистые. Известняки серые, буроватые тонко-мелкозернистые, прослоями водорослевые, доломитистые, иногда глинистые, с единичными мелкозубчатыми стилолитовыми швами. Доломиты серые, светло-серые, прослоями глинистые. Мощность свиты в скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 209 м, скв. 10 (Эйикская 3430) – 227 м.

В свите определены: трилобиты *Corynexochus tersus* Laz., *Solenopleura* sp., *Pseudanomocarina horrida* Chern., *P. plana* Chern. (скв. 2 (203), инт. 589,0–595,0 м), *Metanomocare* cf. *petaloides* Lerm., *Liopelta atlassovi* (Lerm.), *Ammagnostus laiwuensis* (Lorenz) (скв. 2 (203), инт. 555,5–585,0 м), *Anomocarioides limbataeformis* Lerm., *A. divulgatus* Laz., *Anomocarina siberica* Lerm., *Megagnostus longifrons* (Lerm.), *M. glandiformis* (Ang.), *M. calvus* (Pokr.), *Goniagnostus nathorsti* (Brögger), *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *Centropleura lovenі* (Ang.), *Pianaspis attenuata* (Lerm. et Chern.) (скв. 2 (203), инт. 416,0–545,0 м),

Dorypyge olene kensis Laz., *Anomocarioides novus* Chern., *Corynexochus perforatus* Lerm. (скв. 1 (204), инт. 619,0–644,0 м), *Hartshillia pusilla* Laz., *Solenopleura recta* Chern. (скв. 10 (Эйикская 3430), инт. 1343–1346 м), *Centropleura* cf. *oriens* Lerm., *Solenopleura* cf. *zwerevi* Lerm. (скв. 10 (Эикская 3430), инт. 1010–1018 м), хиолиты *Linevitus dorsosulcatus* Sys., *Tulenecornus* sp. и др., моллюски *Pelagiella lorenzi* Kob. и др., брадориды *Bradoria* cf. *ordinata* Meln. (скв. 2 (203), инт. 653,4–654,8 м). На основании приведенных комплексов фауны возраст оленёкской свиты принимается в пределах майского яруса среднего кембрия [135].

Мощность свиты изменяется от 169 до 227 м.

Джахтарская свита (Є$_2$*dg*). Стратотип выделен В. В. Петропавловским [73] по притоку р. Оленёк – р. Джахтар. Стратотипической местностью является бассейн верхнего течения р. Оленёк. Распространена в Вилюйско-Тюнгской Уджинско-Мунской СФЗ, где вскрыта скважинами, выходит на дневную поверхность в среднем течении р. Муна и р. Мунакан. В Уджинско-Мунской СФЗ вскрыта скважинами 2 и 1 (203 и 204 гидрогеологическими). Переход между оленёкской, джахтарской и силигирской свитами постепенный. Нижняя граница проводится по смене пестроцветных известняков зеленоцветными и смене комплекса фауны. Свита сложена зеленоцветными известняками, глинистыми известняками и мергелями, сформировавшимися в открытом бассейне. В скв. 1 (204) отмечается чередование красно-бурых и зеленоцветных мергелей, биодетритовых и пелитоморфных известняков, глинистых известняков, известковистых доломитов, карбонатных брекчий. Переслаивание тонкое, породы будинированы. Довольно часто наблюдаются сутурно-стилолитовые швы, редкие пятна нефти. Для разреза характерна косая слоистость, текстуры подводного оползания и деформации скольжения.

Мощность свиты в скв. 2 (203) – 101 м, скв.1 (204) – 120 м, в естественных обнажениях – 100 м.

В Вилюйско-Тюнгской СФЗ вскрыта скважинами 11 (Мархинско-Андойская 3231) и 10 (Эйикская 3430). Сложена переслаиванием известняков, глинистых известняков и мергелей. Известняки серые, темно-серые тонко- мелкозернистые, иногда доломитистые, глинистые, плотные. Мергели серые, темно-серые, зеленовато-серые, иногда доломитовые, плитчатые, плотные. Мощность свиты в скв. 10 (Эйикская 3430) – 289 м, скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 315 м.

Свита охарактеризована фауной: трилобиты *Anomocarioides limbataeformis* Lerm., *Megagnostus glandif*ormis (Ang.), *M. calvus* (Pokr.), *M. longifrons* (Lerm.), *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *Goniagnostus nathorsti* (Brögger), *Anomocarina siberica* Lerm., *Linguagnostus* sp. (скв. 2 (скв. 203), инт. 391–407 м), *Anomocarioides novus* Chern., *A. speciosus* Chern., *Dasometopus breviceps* (Ang.), *Acadagnostus fallax* (Linrs), *Diplagnostus planicauda bilobatus* Kob., *Hypagnostus truncatus* (Brögger), *Ciceragnostus cicer* (Tullb.), *Megagnostus* sp. (скв. 10 (Эйикская 3430), инт. 811–827 м), *Lejopyge laevigata* (Dalm.), *Anomocarina siberica* Lerm., *A. obscura* Chern., *A. splendens* Lerm., *Megagnostus glandiformis* (Ang.), *M. maja* (Pokr.), *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *H. facetus* Pokr. et Egor., *Aldanaspis punctata* Lerm., *Solenopleura zwerevi* Lerm., *Corynexochus macrophthalmus* Lerm., *Forchhammeria elegans* Lerm. et Chern. (скв. 2 (203), инт. 312,0–387,5 м). Уста-

новлено возрастное скольжение границ свиты, т. к. в скв. 2 (203) джахтарская свита соответствует верхней части джахтарского горизонта и нижней части силигирского. Возраст – средний кембрий, майский ярус [135].

Силигирская свита ($Є_2sl$) выделена В. В. Петропавловским в 1955 г. [73]. Названа по р. Силигир, правому притоку р. Оленёк. Согласно подстилается джахтарской свитой, со скользящим контактом перекрывается чукукской свитой верхнего кембрия. Ее нижняя граница проведена по подошве известняков, содержащих обильные остатки трилобитов родов Lejopyge и Maisapis, и отсутствию пестроцветных окрасок. Распространена в Вилюйско-Тюнгской и Уджинско-Мунской СФЗ и выходит на дневную поверхность в долинах рек Оленёк, Муна, Тюнг, Линде и на их междуречьях, а также вскрыта скважинами 2 и 1 (203 и 204 гидрогеологическими), 10 (Эйикская 3430), 11 (Мархинско-Андойская 3231).

Для разреза в целом характерно чередование плотных плитчатых чистых известняков и значительно более рыхлых глинистых известняков, алевритистых известняков, мергелей и алевритов. В пределах листа свита подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита ($Є_2sl_1$) представлена в основании монотонной пачкой плотных серых и зеленовато-серых тонкоплитчатых (0,5–2,0 см) известняков, которые выше приобретают кремово-серую окраску. Поверхности напластования неровно бугристые с глинистой корочкой. Текстура пород узловато-пятнистая. Известняки мелкозернистые, глинистые, алевритовые. Встречаются прослои мергелей.

В верхней половине подсвиты преобладают разноплитчатые, в основном глинистые известняки, гладкоплитчатые песчанистые известняки, пестроокрашенные мергели, алевролиты и известняки. Широко развиты по всему разрезу водорослевые известняки. Органических остатков здесь больше, чем в низах разреза, но по составу фаунистический комплекс не меняется. Мощность подсвиты достигает 570 м. В восточном направлении, на склоне Мунского поднятия она существенно снижается и не превышает нескольких десятков метров. Типичные для запада толщи плитчатых и тонкоплитчатых известняков переходят здесь в более массивные известняки, алевритистые известняки со скорлуповатой отдельностью. Среди них прослои голубовато- и зеленовато-серых неоднородных известняков с бугристой поверхностью напластования и волноприбойными знаками и тонкослоистых листоватых глинистых известняках.

Верхняя подсвита ($Є_2sl_2$) представлена пачками тонкоплитчатых известняков с отдельными прослоями толсто- и среднеплитчатых известняков. Породы имеют серую и коричневато-серую окраску, часто кальцитизированы, плоскости напластования (плиток) гладкие, с зеленовато-серой песчанистой корочкой, иногда со следами ползанья илоедов. Верхняя часть разреза отличается весьма выдержанным многократным ритмичным чередованием зеленовато-серых известняков, разноплитчатых, плотных, массивных, мелкозернистых или криптокристаллических и значительно более тонкоплитчатых до листоватых глинистых известняков, иногда пестроокрашенных, а также мергелей и алевролитов. Мощность пачек – от 2–3 до 12–15 м. Мощность верхней подсвиты в западной части площади ее распространения – около

200 м, восточнее, в долине р. Муна она достигает 400–410 м. Еще восточнее (склон Мунского поднятия) мощность подсвиты уменьшается в несколько раз. Четкая граница между нижней и верхней подсвитами не устанавливается, а их суммарная мощность здесь равна 90–120 м. Для верхней подсвиты характерно большее количество прослоев зеленовато-серых известняков и темно-зеленых глинистых известняков и мергелей.

В скважинах 2 и 1 (203 и 204 гидрогеологических) Уджинско-Мунской СФЗ свита сложена зеленовато-серыми алевропелитами, доломитистыми известняками, известняковыми конгломератами, глинистыми известняками, песчаными комковатыми известняками. Переслаивание тонкое, горизонтально-волнистое, косослоистое, нередки прослои аргиллитов, мергелей. Прослои вишнево-бурых мергелей встречаются лишь в самых низах свиты. Сутурно-стилолитовые швы редки. По разрезу фиксировались горизонтальные и секущие прожилки белого кальцита, редкие чешуйки, пленки на стенках трещин зеленого глауконита. В Вилюйско-Тюнгской СФЗ вскрыта скважинами 11 (Мархинско-Андойская 3231) и 10 (Эйикская 3430) и имеет сходный состав.

Мощность свиты в скважинах: 2 (203) – 305 м, 1 (204) – 361 м, 10 (Эйикская 3430) – 412 м, 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 396 м. Общая мощность свиты изменяется от 120 до 980 м.

В разных частях свиты собраны фаунистические остатки – трилобиты *Lejopyge laevigata* Dalm., *L. armata* Linrs., *Maiaspis mirabillis* N. Tchern., *Schoriella optata* N. Tchern., *Bonneterina sachaica* Bos., *Oidalagnostus trispinifer* Wgard., *Koldinia minor* Kob., *Aldanaspis truncate* Lerm., *Anomocarina munaica* Pokr., *Peronopsis latus* Pokr., *Surachia formosa* Pokr., *Koldiniel la olenekensis* Laz. [13], *Megagnostus glandiformis* (Ang.), *M. maja* (Pokr.), *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *H. parvifrons* (Linrs), *H. facetus* Pokr. et Egor., *H. denticulatus* Westergård, *Goniagnostus nathorsti* (Brögger), *Lejopyge laevigata* (Dalm.), *L. armata* (Linrs), *Forchhammeria* cf. *elegans* Lerm., *Anomocarioides speciosus* Chern., *Oidalagnostus trispinifer* Westergård, *Dasometopus* sp., *Pianaspis attenuata* (Lerm. in Chern.), *P. sibirica* (Solov.) [135], характерные для майского яруса среднего кембрия (силигирского горизонта).

Джахтарская и силигирская свиты объединенные ($Є_2dg+sl$) вскрыты скважинами 14 (Ханнинская 3220) и 43 (Среднеконончанская 1) в пределах Мархаро-Куондинской СФЗ. Сложена известняками с прослоями мергелей и доломитов. Известняки светло-серые тонко-мелкозернистые, прослоями доломитистые, глинистые. Мергели серые, зеленовато- и коричневато-серые, иногда доломитовые, плитчатые. По положению в разрезе относится к майскому ярусу. Мощность свиты в скважинах: 14 (Ханнинская 3220) – 454 м, 43 (Среднеконончанской 1) – 222 м.

Чукукская свита ($Є_2čk$) выделена В. В. Грициком в 1962 г. по р. Чукука, правому притоку р. Оленёк [56]. Выходит на поверхность в бассейне верхних течений рек Муна, Арга-Тюнг, Тюнг, также вскрыта скважинами 11 (Мархинско-Андойская 3231) и 10 (Эйикская 3430) в пределах Вилюйско-Тюнгской СФЗ и скважинами 7 (Онкучахская 2861), 3 (Бысытыхская 1201), 4 (Мархинская опорная 1) в пределах Мархаро-Куондинской СФЗ. Она представляет собой комплекс рифогенных отложений и сложена серыми и коричневато-серыми известняками. Среди них выделяются оолитовые, обломо-

чно-детритовые, массивно-слоистые, водорослевые разности. Обычны прослои глинистых известняков, мергелей, доломитизированных известняков. Характерна косая и линзовидная тонкая слоистость, волноприбойная рябь, следы ползанья илоедов и другие признаки морского мелководья. Для нижней части (30–50 м) характерно преобладание оолитовых, водорослевых и обломочных известняков, для верхней (70–100 м) – водорослевых известняков и мергелей.

Нижняя часть чукукской свиты связана постепенным переходом с силигирской свитой. Это соотношение хорошо прослеживается на крайнем северо-западе площади, в верховье рек Бэкэ, Орловка [271]. Установлено, что в единой пачке – пласте мощностью 30 м на протяжении 2–3 км с северо-востока на юго-запад происходит постепенная смена плитчатых зеленовато-серых известняков силигирской свиты светло-серыми оолитовыми и водорослевыми известняками чукукской свиты. Местами имеются резкие разграничения комплексов пород, свойственные этим свитам, вероятно, наличие локальных размывов.

Чукукская свита в скв. 11 (Мархинско-Андойская 3231) (инт. 610–652 м) и скв. 10 (Эйикская 3430) (инт. 283–348 м) Вилюйско-Тюнгской СФЗ представлена известняками и доломитами органогенными, органогенно-обломочными, прослоями глинистыми [135]. Мощность чукукской свиты здесь составляет 100–150 м.

В Мархаро-Куондинской СФЗ чукукская свита выделена в скважинах: 4 (Мархинская опорная 1), скв. 7 (Онкучахская 2861), скв. 3 (Бысытыхская 1201) и представлена доломитами массивными, часто кавернозными. Ложится с размывом на удачнинскую свиту. Мощность свиты в скважниах: 7 (Онкучахская 2861) – 98 м, 3 (Бысытыхская 1201) – 46 м, 4 (Мархинская опорная 1) – 62 м. Мощность чукукской свиты в Мархаро-Куондинской СФЗ – 46–98 м.

Анализ положения подошвы чукукской свиты показывает, что в конце среднего кембрия образование рифогенных отложений распространилось существенно на восток, северо-восток. Соответственно выделяется чукукский рифогенный пояс [7]. Современная граница распространения чукукской свиты определена эрозионно-денудационными процессами – на части площади своего первоначального распространения свита, видимо, размыта.

Комплекс трилобитов в чукукской свите своеобразный. Характерными формами являются: *Majaspis mirabilis* N. Tchern., *M. inflate* N. Tchern., *Tchuostachia grandis* Pokr., *Koldinia minor* Kob., *Schoriella optata* N. Tchern., *Kuraspis obscurus* N. Nchern., *Acidaspides polaris* Pokr., *A. borealis* N. Tchern., *Brassicephalus jacuticus* Laz., *Buructella bgatovi* Z. Max., *Plethopeltoides stenorachis* Kob., *P. latus* Pokr., *P. glabra* Lerm., *Pesaia perfida* N. Tchern., *Pteroctphalina notha* N. Tchern [13]. Указанный комплекс трилобитов свидетельствует о верхней части среднего кембрия и (или) нижней части аюсокканского яруса, т. е. силигирского и нганасанского горизонтов среднего кембрия.

Мощность свиты изменяется от 46 до 150 м.

Чомурдахская свита ($Є_2čm$) выделена в 1963 г. К. С. Забурдиным и др. [102], со стратотипом на р. Чомурдах – левом притоке р. Оленёк. Ранее картировалась как чомурдахский горизонт [13] позднекембрийского возраста. В связи с изменениями в ОСШ [98] и переноса аюсокканского века в средний

кембрий, возраст свиты – среднекембрийский. Это типовая свита для чомурдахского горизонта. Распространена только на крайнем севере территории листа Q-50 в пределах Уджинско-Мунской СФЗ. Представлена однородной толщей ритмичного чередования серых и зеленовато-серых известняков, алевритистых, глинистых известняков (5–10 см) и мергелей (2–3 см) с подчиненными линзовидными прослоями плоскогалечниковых известняковых конгломератов (до 0,5–1,0 м). Монотонный облик пород почти ничем не отличается от нижележащих пород силигирской свиты. Нижняя граница проводится по подошве слоев, в которых встречаются в массовом количестве остатки трилобитов чомурдахского горизонта. По всему разрезу собран богатый комплекс трилобитов, среди которых *Agnostus pisiformis* Lin., *Proagnostus bulbus* Butts. являются руководящими формами для чомурдахского горизонта [13]. Стратиграфический объем свиты соответствует аюсокканскому ярусу среднего кембрия и является типовой для чомурдахского горизонта. Мощность свиты – 120 м.

Хабардинская свита ($Є_2hb$) выделена М. В. Михайловым и Ю. И. Тесаковым в 1972 г. [87] со стратотипом в скв. 708, пробуренной в 2 км к юго-западу от кимберлитовой трубки «Мир» (лист Q-49). Залегает согласно на метегерской и удачнинской свитах. Вскрыта в скважинах: 14 (Ханнинская 3220), 42 (Среднеконончанская 1) в пределах Мархаро-Куондинской СФЗ и 49 (Среднемархинская 2250), 15, 12, 13 (Онхойдохская 2521, 2522, 2520), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910) в пределах Сюгджеро-Мархинской СФЗ. Выделялась как нижняя подсвита бордонской свиты. Свита сложена мергелями и аргиллитами с редкими прослоями известняков и доломитов. Мергели красновато-бурые, буровато-коричневые, серые, серовато-зеленые, доломитовые, участками трещиноватые, с единичными гнездами светло-серого, почти белого ангидрита, плотные. Аргиллиты красновато-бурые, буровато-коричневые, серые, серовато-зеленые, участками известковистые толстоплитчатые, плотные. Доломиты бурые, серые тонкозернистые, иногда алевритистые с базальным поровым глинистым цементом, участками ангидритистые, глинистые. Известняки бурые, серые, светло-серые тонко-микрозернистые, иногда доломитистые, слабозасолоненные.

Палеонтологически свита не охарактеризована. По положению в разрезе относится к майскому ярусу среднего кембрия [135].

Мощность в скважинах: 14 (Ханнинская 3220) – 121 м, 49 (Среднемархинская 2250) – 153 м, 15 (Онхойдохская 2521) – 130 м, 12 (Онхойдохская 2522) – 135 м, 13 (Онхойдохская 2520) – 134 м, 20 (Накынская 2950) – 134 м, 40 (Дюданская 2910) – 153 м, 51 (Садынская 3420) – 150 м, 42 (Среднеконончанская 1) – 328 м.

Малыкайская свита ($Є_2ml$) выделена В. А. Асташкиным и Б. Б. Шишкиным в 1989 г. [8]. Название дано по одноименной скв. 405 (лист Q-49), где вскрыт типовой разрез свиты. Согласно перекрывает хабардинскую свиту. В районе исследований на современный эрозионный срез не выходит, вскрыта в скважинах: 14 (Ханнинская 3220), 49 (Среднемархинская 2250), 13, 15, 12 (Онхойдохские 2521, 2522, 2520), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910) в пределах Мархаро-Куондинской и Сюгджеро-Мархинской СФЗ. Выделялась как верхняя подсвита бордонской свиты. Сложена

грубым переслаиванием мергелей, аргиллитов, доломитов, известняков. Мергели и аргиллиты в основном красноцветные, редко пятнами и прослоями голубовато-серые известковистые, участками алевритистые, плотные. Доломиты серые, кремово- и зеленовато-серые тонко-мелкозернистые, иногда глинистые, известковистые, плотные. Известняки серые, светло-серые, коричневато-серые тонко- мелкозернистые доломитистые, глинистые, плотные. Палеонтологически свита не охарактеризована, но на соседнем с запада листе в малыкайской свите обнаружены трилобиты, характерные для среднего кембрия – верхов майского яруса [18].

По данным [3], малыкайская свита в пределах Мархаро-Куондинской СФЗ имеет скользящую нижнюю границу от верхов майского до средней части аюсокканского века. Верхняя граница в пределах этой зоны соответствует нганасанскому горизонту аюсокканского века.

Мощность свиты в скважинах: 14 (Ханнинская 3220) – 181 м, 42 (Среднеконончанская 1) – 94 м Мархаро-Куондинской СФЗ, 15 (Онхойдохская 2521) – 105 м, 49 (Среднемархинская 2250) – 108 м, 12 (Онхойдохская 2522) – 107 м, 13 (Онхойдохская 2520) – 109 м, 51 (Садынская 3420) – 102 м, 20 (Накынская 2950) – 108 м, 40 (Дюданская 2910) – 112 м Сюгджеро-Мархинской СФЗ.

Хабардинская и малыкайская свиты нерасчлененные ($Є_2hb$-ml) показаны только на разрезе. Описание свит приведено выше. Общая мощность данного подразделения – 102–112 м.

Мархинская свита ($Є_{2-3}mr$) выделена Б. Н. Леоновым в 1952 г. [110] по р. Марха без указания стратотипа. Типовой разрез предложен в скв. 95 [135]. Соотношения с нижележащими отложениями согласные. Легко распознается методами промысловой геофизики и без труда коррелируется на большой площади. В практике нефтяной геологии выделялась как джуктинская свита. В соответствии с районированием и по вещественному составу отнесена к мархинской свите [135]. Мархинская свита распространена в Вилюйско-Тюнгском СФЗ, Мархаро-Куондинской СФЗ и Сюгджеро-Мархинской СФЗ.

Выходит на поверхность в бассейне р. Марха, в верховьях Тюнга и Муны и представлена пестроокрашенной толщей известняков, глинистых и водорослевых известняков, мергелей с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератовидных плоскогалечных известняков и оолитовых известняков. Для свиты характерно обилие следов мелководья – знаки ряби на поверхностях напластования, трещины усыхания, следы ходов илоедов, остатки продуктов их жизнедеятельности, глиптоморфозы по сульфидам и каменной соли. Для пород типична тонкая слоистость, частая косослоистая и тонкоплитчатая отдельность и значительное количество примеси терригенного материала. В нижней части свиты (100 м) преобладают красновато-бурые конгломератовидные известняки, темно-серые кристаллические, с прослоями зеленых и красных аргиллитов, мергелей, глинистых известняков и светло-серых оолитовых.

В разрезе верхней половины (180 м) – более рыхлые разности (мергели, глинистые известняки), ярко окрашенные в вишнево-красные и зелено-синие цвета, доминируют над плотными. Здесь развиты водорослевые известняки

и алевролиты, редкие прослои песчаников и доломитов; в кровле пестрая окраска пород затухает. Общая мощность мархинской свиты по результатам среднемасштабного картирования – 280 м. Для всего разреза характерен комплекс трилобитов: *Koldinia minor* Kob., *K. macrophtalme* Kob., *Kuraspis obscura* N. Tchern., *Pterocephalina notha* Res., *Pesaia perfida* N. Tchern., *Buructella bgatovi* Z. Max., а также многочисленные брахиоподы *Finkelnburgia marchaensis* Andr. [13].

В Мархаро-Куондинской СФЗ вскрыта скважинами 7 (Онкучахская 2861), 3 (Бысытыхская 1201), 4 (Мархинская опорная 1), 14 (Ханнинская 3220), 42 (Среднеконончанская 1). Сложена переслаиванием доломитистых мергелей и аргиллитов с доломитами и известняками. Присутствуют прослои алевролитов и песчаников. Мергели и аргиллиты красновато-бурые, зеленовато-серые доломитовые, иногда алевритистые, тонкогоризонтально-слоистые. Доломиты светло-серые с буроватым оттенком глинистые, иногда известковистые. Известняки серые, иногда с коричневатым и буроватым оттенком, мелко-среднезернистые, местами глинистые, до мергелей. Свита в разрезах Сюгджерской седловины и Ыгыаттинской впадины содержит трилобиты верхнего кембрия. Мощность свиты – 483 м.

В пределах Сюгджеро-Мархинской СФЗ вскрыта скважинами 10 (Эйикская 3430), 11 (Мархинско-Андойская 3231) в Вилюйско-Тюнгской СФЗ, 49 (Среднемархинская 2250), 15, 12, 13 (Онхойдохские 2521, 2522, 2520), 20 (Накынская 2950), 51 (Садынская 3420), 40 (Дюданская 2910). Свита сложена переслаиванием мергелей и аргиллитов с доломитами и известняками, редко алевролитами и песчаниками. Мергели и аргиллиты темно-серые, буровато-коричневые, буровато- и зеленовато-серые, иногда доломитовые плитчатые тонкогоризонтально-слоистые плотные. Доломиты серые с буроватым оттенком тонко- мелкозернистые, иногда глинистые, известковистые, в отдельных участках слабо сульфатизированные. Известняки серые, темно-серые тонко- мелкозернистые глинистые, иногда доломитистые, слабо ангидритизированные, с мелкозубчатыми стилолитовыми швами, прослоями органогенно-детритовые с остаточной водорослево-комковатой текстурой, плотные, иногда с налетом черного битума. Алевролиты светло- и темно-серые крупнозернистые полевошпат-кварцевые с кальцитовым и доломитовым цементом, крепкие. Песчаники светло-серые, серые, зеленовато-серые мелко-среднезернистые известковистые, доломитистые.

По находкам фауны и сопоставлении с соседними территориями, свита относится к верхам среднего кембрия и сакскому–аксайскому веку верхнего кембрия. Мощность свиты в скважинах: 7 (Онкучахская 2861) – 503 м, 14 (Ханнинская 3220) – 530 м, 3 (Бысытыхская 1201) – 483 м, 4 (Мархинская опорная 1), 42 (Среднеконончанская 1) – 522 м, 10 (Эйикская 3430) – 288 м, 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 290 м, 49 (Среднемархинская 2250) – 547 м, 15 (Онхойдохская 2521) – 334 м, 12 (Онхойдохская 2522) – 350 м, 13 (Онхойдохская 2520) – 328 м, 20 (Накынская 2950) – 423 м, 51 (Садынская 3420) – 269 м, 40 (Дюданская 2910) – 551 м.

Онхой-юряхская свита ($Є_3 oj r$) выделена Б. Б. Шишкиным и предложена Четвертому межведомственному региональному стратиграфическому совещанию в 1989 г. [103]. Свита выделена из состава мархинской свиты на

севере Сюгджерской седловины. Название дано по р. Онхой-Юрях, вблизи которой находятся стратотип (скв. 415Н, инт. 568–668 м) и парастратотип (скв.706, инт. 363–467 м) онхой-юряхской свиты (лист Q-49). Согласно залегает на мархинской и перекрывается олдондинской и балыктахской свитами [135]. На территории работ картировалась как моркокинская свита, а при бурении глубоких скважин – как чаргольская свита, на ГК-200 второго поколения – как холомолохская свита. Частично выходит на поверхность в междуречье Мархи и Ыгыатты и водораздельных пространств рек Тюнг, Онгкучах, Ханя, вскрыта в скважинах 20 (Накынская 2950), 15, 12, 13 (Онхойдохские 2521, 2522, 2520), 14 (Ханнинская 3220), 40 (Дюданская 2910), 51 (Садынская 3420), 42 (Среднеконончанская 1), 49 (Среднемархинская 2250), 11 (Мархинско-Андойская 3221). Свита сложена мергелями и аргиллитами с прослоями доломитов, реже известняков, алевролитов и песчаников. Мергели и аргиллиты буровато-коричневые, серые, зеленовато-бурые, бурые, иногда доломитовые, горизонтально-слоистые, плитчатые. Доломиты серые, светло-серые, коричневато-серые, иногда глинистые, плотные. Известняки серые тонко-мелкозернистые, иногда глинистые, плотные.

В нижней части свиты собраны трилобиты *Koldinia minor* (Kob.), *Curaspis obcurus* N. Tchern., *C. similis* N. Tchern., *Buructella bgatovi* Z. Max. по всему разрезу брахиоподы *Finceluburgia marchaensis* Andr. [13], трилобиты *Pterocephalina* sp., *Koldinia* sp., *Taenicephalus* sp. [51]. По положению в разрезе и находкам трилобитов стратиграфический объем онхой-юряхской свиты принимается в пределах аксайского яруса верхнего кембрия [135]. Мощность свиты в скважинах 11 (Мархинско-Андойская 3231) – 312 м, 14 (Ханнинская 3220) – 185 м, 20 (Накынская 2950) – 189 м, 13 (Онхойдохская 2950) – 202 м, 15 (Онхойдохская 2521) – 235 м, 12 (Онхойдохская 2522) – 367 м, 40 (Дюданская 2910) – 215 м, 51 (Садынская 3420) – 239 м, 42 (Среднеконончанская 1) – 390 м, 49 (Среднемархинская 2250) – 278 м.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К этому возрастному интервалу отнесены олдондинская и балыктахская свиты. Ранее они относились к ордовикской системе [78]. Постановлением МСК [98] мансийский и лопарский горизонты переведены в верхний кембрий, что повлекло изменение возрастной датировки данных отложений. На ГК-1000/2 Q-50,51 эти отложения отнесены к олдондинской свите. Однако на большей части территории по литологическим характеристикам она полностью соответствует балыктахской свите. Олдондинская свита выходит на поверхность лишь у юго-западной рамки листа.

О л д о н д и н с к а я с в и т а ($Є_3$–O_1ol) выделена Б. Н. Леоновым со стратотипом по р. Олдондо в бассейне р. Оленёк [5]. Согласно залегает на онхой-юряхской свите, выходит только на небольшом участке у западной рамки листа и относится к Мархинско-Моркокинской СФЗ. Обнаженность свиты и ее дешифрируемость слабые. Разрез свиты представлен чередующимися слоями песчанистых и алевритистых известняков и доломитов, доломитизированных известняков. В целом известняки преобладают над доломитами. Подчинен-

ную роль имеют прослои конгломератовидных, водорослевых и оолитовых известняков. Характерной чертой является повышенное содержание кластического материала в породах, представленного в основном кварцем и полевыми шпатами. На территории работ фаунистически не охарактеризована, западнее (лист Q-49) определена фауна как верхний кембрий, батырбайский ярус (мансийский и лопарский горизонты) – низы ордовика, тремадокский ярус (няйский горизонт) по находкам верхнекембрийских граптолитов и трилобитов (*Callograptus staufferi, Dolgeuloma dolganensis*) в нижней части свиты и ордовикских граптолитов *Syringothenia bystrowi* в верхней части. Мощность свиты составляет 120–140 м.

Балыктахская свита ($Є_3$–O_1bl) выделена М. В. Михайловым и Ю. И. Тесаковым в 1966 г. [87]. Стратотип свиты расположен на правом берегу р. Улахан-Балыктах в 7 км от устья (за пределами территории работ). Является стратиграфическим аналогом олдондинской свиты, замещая ее в северо-восточном направлении. Распространена в Вилюйской СФЗ. В пределах территории залегает согласно на онхой-юряхской свите, перекрывается сохсолохской и, со стратиграфическим несогласием, – станской свитой. Отложения балыктахской свиты выходят на дневную поверхность в юго-западной части территории листа, а также вскрыты нефтепоисковыми скважинами 42 (Среднеконончанская 1), скважинами 59, 60, 57 (Южно-Сагытайские 290, 291, 292), 49 (Среднемархинская 2250), 20 (Накынская 2950), 36, 32 (Чучуканские 1, 2851), 25 (гидрогеологическая СМ 4). Свита сложена чередующимися пластами доломитов, доломитизированных известняков и известняков. В разрезе доломиты преобладают над известняками. На междуречье Моркока–Ыгыатта и в басс. р. Ыгыатта по всему разрезу отмечаются прослои известковых песчаников, в низах встречаются алевритовые, глинистые и оолитовые известняки. Восточнее в бассейнах рек Улахан-Дюктели, Аччыгый-Дюктели, Курунг-Делинде в разрезе отмечаются маломощные прослои известковых конгломератов, оолитовых и водорослевых известняков и появляются редкие прослои известняковых алевролитов, аргиллитов и мергелей. На поверхности напластования известняков и доломитов отмечаются волноприбойные знаки, трещины усыхания, псевдоморфозы по кубикам соли. Видимая мощность составляет 190 м.

Полный непрерывный разрез балыктахской свиты практически со 100-процентным выходом керна вскрыт гидрогеологической скв. 25 (СМ 4), расположенной в верховье р. Конончан. Здесь в разрезе свиты выделяют четыре пачки. Нижняя пачка – доломитово-известняковая сероцветная. Известняки темно-серые, серые оолитовые, обломочно-оолитовые с маломощными пропластками алевролитов доломитовых. Мощность пачки – 80 м. Вторая пачка – доломитовая сероцветная. Сложена доломитами известковыми, оолитовыми сгустковыми, алевролитовыми, водорослевыми. В подчиненном количестве алевролиты и мергели. Мощность пачки – 140 м. Третья пачка – глинисто-песчано-доломитовая. Отличие от нижележащих пачек: преимущественное развитие доломитов песчаных, алевритовых, уменьшение оолитовых разностей. Мощность пачки – 170 м. Четвертая пачка сложена песчаниками кварцевыми на доломитовом цементе, доломитами песчаными, оолитовыми. Мощность пачки – 100 м. В целом мощность балыктахской свиты в скв. 25 (СМ 4)

составляет 490 м. В нижней пачке установлены остатки брахиопод O*bolidae, Paldiskia oldondika* Yadr. и *Thysanobolus* sp. indet. В третьей пачке установлены конодонты *Cordylodus* cf. *proavus* Lind., *Cordylodus* sp. (определения В. П. Тарабукина). Более богата конодонтами четвертая пачка: установлена *Acontiodus staufferi* (Furn.), *Drepanoistodus forceps* (Lind.) *Glyptoconus guadraplicatus* (Br. et. M.), *Oneotodus gracilis* (Furn.) *Oneotodus* sp. A., *Paltodus bassleri* Furn., *Oicstodus linguatus* Lind. (определения В. П. Тарабукина) [192]. В инт. 2800–2818 м в скв. 57 (Южно-Сагытайская 292) обнаружена *Archaeorthus* Ul. et Coop (определение А. Г. Ядренкиной) [175]. В полевой сезон 2019 г. из отложений балыктахской свиты были собраны и определены гастроподы *Pararaphistoma qualteriatum* Schlotheim – вид широкого географического и стратиграфического распространения, встречающийся в ордовике Сибирской платформы с угорского горизонта флоского яруса нижнего ордовика по долборский горизонт катийского яурса верхнего ордовика, а также гироконические наутилоидеи. Последние в целом известны с тремадока, однако наблюдаемые сильно закрученные формы имеют пост-тремадокский облик. Возраст балыктахской свиты определен как ранний кембрий, батырбайский ярус (мансийский и лопарский горизонты) – низы ордовика, тремадокский ярус (няйский горизонт) [3], хотя находки фоссилий в 2019 г. предполагают более широкий возрастной диапазон данной свиты. Мощность свиты в скв. 36 (Чучуканская 1) – 470 м, 32 (Чучуканская 2851) – 467 м [285], скв. 59 (Южно-Сагытайская 290) – 473 м, 60 (Южно-Сагытайская 291) – 82 м, 57 (Южно-Сагытайская 292) – 540 м, 49 (Среднемархинская 2250) – 344 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА – СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Выходы ордовикско-нижнесилурийских образований редки и незначительны и наблюдались только по берегам р. Марха и ее притоков, они также вскрыты скважинами. Эти образования входят в состав Вилюйско-Котуйской структурно-формационной области (СФО), Вилюйской СФЗ и представлены сохсолохской, станской, харьялахской, оюсутской свитами ордовика и меикской серией раннего силура.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

С о х с о л о х с к а я с в и т а ($O_{1-2}sh$) выделена М. Н. Васильевой и Ф. Р. Ильиным в 1957 г. [5]. Стратотип в бассейне верхнего течения р. Алакит по р. Сохсолох, гипостратотип описан в карьере Айхал скв. 12 (лист Q-49) [18]. На территории работ вскрыта двумя структурно-поисковыми скважинами в южной части листа Q-50 недалеко от Накынского кимберлитового поля скв. 23 (29/1 линия 34) и скв. 22 (26 линия 38) [233], где согласно залегает на балыктахской свите. На всей остальной площади она неизвестна и, по-видимому, выпадает из разреза.

Сложена песчаниками кварцевыми, доломитами песчанистыми. В подчиненном количестве доломиты оолитовые и внутриформационные конгломераты. Нижняя граница условная. Наиболее характерный разрез вскрыт скв. 23 (29/1 линия 34), где выделяют пять пачек: первая (нижняя) – песчаниковая

с глауконитом (9 м), вторая – доломитовая с прослоями внутриформационных конгломератов и песчаников (18 м), третья – песчаниково-доломитовая (27 м), четвертая – доломитовая (11 м), пятая (верхняя) – песчаниковая (10 м).

В скв. 23 (29/1 линия 34) на глубине 73,5 м найдены конодонты: *Acontiodus staufferi* (Furn.), *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Glyptoconus quadraplicatus* Br. et M., *Oneothodus gracilis* Furn., *Oneothodus* sp. *A.* По мнению В. П. Тарабукина, представленный комплекс является типичным для кимайского горизонта, что соответствует большей части дапинского яруса среднего ордовика [233]. Возраст свиты устанавливается также на основании фауны граптолитов *Callograptus* sp., *Dendrograptus* sp.; брахиопод *Thysonobolus* sp.; конодонтов *Acontiodus mardolensis* Lec. и др., выполненных сотрудниками СНИИГиМСа А. Г. Ядренкиной, Г. П. Абаимовой и А. С. Тимохиным, а также сотрудником ГУП ЯПСЭ В. П. Тарабукиным [227]. Мощность свиты изменяется от 0 до 75 м.

Станская свита ($O_{2-3}st$) выделена М. В. Михайловым и Ю. Н. Тесаковым в 1972 г. Стратотип расположен на правом берегу р. Вилючан в 3 км выше устья р. Стан [87]. В пределах территории Вилюйской СФЗ выходит на современный эрозионный срез на р. Мархa и ее правых притоках: Курунг-Делинде, Улахан-Дюктели, Аччыгый-Дюктели, а также вскрыта рядом поисково-картировочных скважин в бассейнах верхних течений рек Чильли и Кончан [227] и глубокими нефтяными скважинами: 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 49 (Среднемархинская 2250), 42 (Среднеконончанская 1), 59 (Южно-Сыгытайская 290), 36, 32 (Чучуканские 1, 2851). Свита залегает с размывом и стратиграфическим несогласием на породах балыктахской свиты нижнего ордовика, граница резкая, четко выделяется по керну и по данным ГИС. Свита подразделяется на две подсвиты (на геологической карте не показаны ввиду малой мощности).

Нижняя подсвита сложена пестроцветными мергелями и аргиллитами, прослоями известняков органогенно-обломочных и песчаников известковых кварцевых. В подошве залегают маломощные известняки органогенно-обломочные пестроцветные и известняки с редким гравием кремней. Вверх по разрезу мергели бордово-красные, вишнево-красные с маломощными пропластками известняков органогенных и глинистых голубовато-серых, аргиллитов и алевролитов. В верхней части появляются пропластки песчаников кварцевых светло-серых. Мощность подсвиты обычно составляет 25–40 м.

Верхняя подсвита сложена красновато-бурыми алевролитами и мергелями с прослоями голубовато-серых глин и глинистых доломитов. В разрезе отмечены мелкие пропластки гипса. На плоскостях наслоения пород наблюдаются многочисленные знаки ряби и трещины усыхания. Мощность подсвиты в среднем 30–45 м [300].

Из органогенно-обломочных известняков станской свиты на рассматриваемой территории определены брахиоподы *Evenkina anabarensis* Andr., *Platymena amara* (Andr.). Остракоды *Soanella maslovi* V. Ivan., *Egorovella defecta* V. Ivan., *Scutumella caliginosa* Kan. среднего ордовика (определение А. В. Каныгина). Кроме того, установлены конодонты *Phragmodus flexuosus* Mosk., *Erraticodon* sp., *Microcoelodus tunguskaensis* Mosk., *Ptiloconus longidentatus* (Mosk.), *Drepanoistodus suberectus* (Br. et M.), типичные, по заключению

В. П. Тарабукина, для среднего ордовика [192]. По положению в разрезе и находкам органических остатков, возраст станской свиты принимается в стратиграфическом объеме среднего–позднего ордовика, верхняя часть дарривильского–сандбийский–нижняя часть катийского ярусов.

Мощность свиты в скважинах: 26 (Тюкян-Тюнгская 1) – 187 м, 36 (Чучуканская 1) – 39 м, 59 (Южно-Сагытайская 290) – 75 м, 57 (Южно-Сагытайская 292) – 83 м. Общая мощность свиты изменется от 39 до 187 м.

Харьялахская свита (O_3hr) выделена М. В. Михайловым и Ю. Н. Тесаковым в 1972 г. За стратотип принята серия обнажений, расположенных в приустьевой части р. Харьялах (лист P-50) [87]. Вскрыта несколькими поисково-картировочными скважинами в бассейнах верхних течений рек Чильли и Конончан [227] и участками выходит на р. Марха (район устья р. Курунг-Делинде Q-50-XXXIII). Граница между станской и харьялахской свитой проводится условно по изменению окраски пород и появлению более мощных прослоев гипса. Свита сложена чрезвычайно однообразной пачкой чередующихся между собой зеленовато-серых плитчатых известковистых алевролитов, зеленых глин и плитчатых зеленовато-серых мергелей. По всему разрезу наблюдаются прослои розового и белого гипса. Мощность этих прослоев большей частью составляет 0,5–4,0 см, достигая 25 см, в отдельных пластах до 1 м. Гипс образует прослойки, линзы и желваки, а также выполняет вертикальные трещины. Кроме гипса в разрезе присутствуют прослои известняков и доломитов серого и зеленовато-серого цветов. Мощность свиты на р. Марха – 40 м, на север–северо-восток в скв. 28 (26 линия 10) [227] уменьшается до 28 м. Органические остатки не найдены. Относится условно по положению в разрезе к нирундинскому горизонту.

Оюсутская свита (O_3os) была выделена М. В. Михайловым и Ю. Н. Тесаковым в 1972 г. из состава меикской свиты и названа оюсутской свитой [87]. Отложения вскрыты несколькими поисково-картировочными скважинами 31 (30 линия 9,5) и 30 (38 линия 9) в бассейнах верхних течений рек Чильли и Конончан [227], а также выходит на поверхность на р. Марха в районе устья р. Курунг-Делинде. Граница свиты проводится выше гипсоносной толщи и ниже явных силурийских известняков. Представлена в основном серыми листоватыми и среднеплитчатыми доломитами, с тонкими прослоями зеленовато-серых, серых и зеленых алевролитов, аргиллитов, мергелей и песчанистых доломитов, в верхней части – с прослоями розовато-серых глинистых известняков и зеленовато-серых мергелей. В свите встречаются многочисленные органические остатки, характерные для бурского горизонта катийского яруса верхнего ордовика – кораллы *Paleofavosites ivanovi* Sok., *Cyrtophylum densum* Lindstr., *Calapoecia canadensis* Bill., разные виды ордовикских родов *Kenophyllum, Beatricea, Aulacera, Strophomena* и др. [87], а также собранные в полевой сезон 2019 г. кораллы *Raphidophyllum ellipsoidalis* Preobrazhensky, *Bighornia* sp. катийского яруса позднего ордовика (лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Мощность свиты изменяется от 0 до 45 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Меикская серия ($S_1^1 mk$) ранее выделялась в ранге свиты. Южнее (лист P-50) – в бассейне среднего течения р. Вилюй и среднего течения р. Вилюйчан – серия подразделяется на огугуутскую, ат-юряхскую и хордогойскую свиты [122]. На территории работ такое разделение произвести не удалось. Разрозненные выходы меикской серии на дневную поверхность встречены в южной части изученной территории в долине р. Мархa, ниже устья р. Нимелиме и в долинах рек Улахан-Дюктели и Аччыгый-Дюктели. Также она вскрыта несколькими структурными скважинами: 31 (30 линия 9,5), 27 (30 линия 10) и нефтегазопоисковыми скважинами 49 (Среднемархинская 2250), 42 (Среднеконончанская 1), 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 36 (Чучуканская 1), 32 (Чучуканская 2851), 59, 57 (Южно-Сагытайские 290, 292). Залегает с несогласием на отложениях оюсютской свиты или на размытой поверхности с небольшими карманами серых доломитов балыктахской свиты. Нижняя часть разреза представлена известняками водорослевыми серыми с волнисто-бугристой поверхностью наслоения, мощностью до 10 м. Вверх по разрезу, наряду с известняками пелитоморфными голубовато-серыми развиты доломиты глинистые, алевритистые желтовато-серые с линзовидными пропластками известняков органогенно-обломочных и прослойками голубовато-серых доломитовых аргиллитов. На плоскостях наслоения захоронены остатки мелких брахиопод, трилобитов, отмечены четкие отпечатки коралловых полипов. Мощность этой части разреза – 70–80 м.

Верхняя часть серии сложена известняками водорослевыми, органогенно-обломочными с бугристой поверхностью наслоения, прослоями окремненными. Мощность верхней части разреза изменяется от 85 до 105 м. Мощность серии, по данным среднемасштабного картирования 155–185 м [300], в скважинах 26 (Тюкян-Тюнгская 1) – 317 м, 36 (Чучуканская 1) – 160 м, 59 (Южно-Сагытайская 290) – 180 м, 57 (Южно-Сагытайская 292) – 192 м, 32 (Чучуканская 2851) – 160 м [285].

В отложениях серии встречены брахиоподы *Mendacella* sp. indet., *Strophodonta* sp. indet., *Lenatoechia* sp. indet., *L.* cf. *ramosa* (Nikif.), *Alispiratenui costata* Nikif. (определение Т. В. Лопушинской), *Strophomena fluctuosa occidentalis* Foersie, *Shellwinell agracilis* sp. nov. (Andr. incoll.), кораллы *Streptelasma* sp., *Favosites favosus* (Goldf.), *Parastriatopora rhizoides* Sok., трилобит *Phacops elegans* Schm. (определение В. В. Любцова). В полевой сезон 2019 г. из отложений меикской серии определены *Stegerhynchus* cf. *decemplicatus duplex* Nikiforova et T. Modzalevskaya, *Lenatoechia*? sp., *Lenatoechia* cf. *elegans* (Nikiforova), *Illaenos* sp., *Isorthis* sp., *Lenatoechia*? sp., *Lenatoechia* cf. *elegans* (Nikiforova) (отдел стратиграфии ФГБУ «ВСЕГЕИ»). Подобный комплекс органических остатков свидетельствует об аэронском и теличском веке лландовери [49, 272]. Общая мощность серии изменяется от 155 до 317 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Образования девона вскрываются на ограниченных площадях в южной части листа Q-50 в бассейне р. Мархa. На остальной территории срезаны эрозией,

на юго-востоке перекрыты более молодыми отложениями. Распространены в Марха-Ыгыаттинской и Муно-Тюнгской СФЗ Тунгусско-Ленской СФО и представлены терригенными и терригенно-вулканогенными образованиями.

Тюкянская свита ($D_{1-2}?tj$) вскрыта глубокими нефтяными скважинами 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 59, 57 (Южно-Сагытайские 290, 292) в Муно-Тюнгской СФЗ, на остальной территории работ неизвестна. Стратотип свиты расположен в скв. 26 (Тюкян-Тюнгская 1) [82]. Ранее эти отложения относили к силуру или силуру–девону. Свита рассматривается как стратиграфический аналог пестроцветной части харьяюряхской свиты [3]. С несогласием залегает на подстилающих отложениях раннего силура. Литологически представлена доломитами, мергелями с прослоями солей, аргиллитов, известняков, редко конгломератов. Доломиты серовато-коричневые пелитоморфные плотные, толстоплитчатые. Аргиллиты, мергели буровато-коричневые, в отдельных участках засолоненные, известковистые, тонкоплитчатые. Известняки серые скрытокристаллические глинистые. Каменная соль белая, розовая. Мелкогалечный конгломерат – галька окатанная и полуокатанная размером 2–12 см глинисто-карбонатного состава. Цемент – песчано-карбрнатный. Фауна в данных отложениях не обнаружена. В актуализированной Анабаро-Вилюйской СЛ сопоставляется с большей частью мантуровского (эмской) и нижней (эйфельской) частью юктинского горизонта. Следуя Легенде, возраст свиты принимается условно как ранний–средний девон, однако положение в разрезе и литологический состав пород свидетельствуют скорее о том, что ее следует рассматривать как фациальный аналог среднедевонской харьяюряхской свиты. Мощность свиты изменчива: 182 м в скв. 59 (Южно-Сагытайская 290), 454 м в скв. 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 350 м в скв. 57 (Южно-Сагытайская 292).

Харьяюряхская свита (D_2hr). К ней относится толща глинисто-карбонатных пород, залегающая с несогласием на сероцветных отложениях лландовери и перекрытая базальтовыми покровами аппаинской свиты. На дневную поверхность выходит в пределах Марха-Ыгыаттинской СФЗ в южной части листа Q-50. Впервые выделена К. Е. Колодезниковым из состава аппаинской свиты [67]. По объему она соответствует нижней осадочной части аппаинской свиты, выделенной ранее В. Л. Масайтисом и М. В. Михайловым [80]. Стратотип свиты расположен в долине р. Марха в районе Энердекской излучины.

Сложена свита мергелями и аргиллитами, глинистыми известняками и доломитами. Породы характеризуются разноплитчатой отдельностью и сравнительно ровными поверхностями наслоения. Преобладающий цвет зеленовато-серый и вишнево-красный. Резко подчиненное значение имеют чистые известняки. По всему разрезу отмечаются караваеподобные образования (до $15 \times 15 \times 10$ см) плотных тонкозернистых известняков буровато-серого цвета и сильно кальцитизированных зеленовато-серых глинистых известняков, а также гнезда и стяжения кальцита (лепешковидной, округлой и неправильной формы размером до $5 \times 3 \times 2$ см). Редко в отдельных прослоях (до 5 см) глинистых известняков наблюдается постепенное изменение окраски от зеленовато-серой до розовато-коричневой. По данным Ю. А. Осипова [246], на локальных участках существуют явные признаки перерыва в осадконакоплении и несогласного залегания харьяюряхской свиты на отложениях силура.

Эти признаки заключаются в трещиноватости и ожелезнении подстилающих пород и неровном характере границы.

В обрывистых склонах р. Марха ниже перекрывающих свиту покровов базальтов в делювии очень часто наблюдаются суглинки розовато-кирпичного цвета – продукты разрушения аргиллитов. Нередко совместно с мельчайшими обломками аргиллитов в суглинках отмечается щебенка глинистых известняков зеленовато- и розовато-серых. Для аргиллитов этих разрезов характерна довольно частая смена окраски и сильная трещиноватость, разрушенность. Характер слоистости в пределах отдельных слоев не устанавливается. Наблюдается различная степень карбонатности этих пород. Наименьшая карбонатность присуща зеленым аргиллитам, максимальная – вишневобурым, которые, по-видимому, переходят в мергели в непосредственной близости от вскрытого разреза. Из литературных источников известно, что для верхов свиты характерно присутствие и маломощных прослоев туфогенных пород [68], которые мы не обнаружили (полевые работы 2019 г.). Завершается разрез свиты перекристаллизованными известняками мощностью 1,8–3,4 м. Среди измененных пород кровли встречены известняки серые с жеодами (0,5–3,0 см), заполненными мелкокристаллическим кальцитом, глинистые известняки светло-серые и коричневато-бурые, а также органогенно-обломочные известняки серого цвета. Указанные породы характеризуются разноплитчатой отдельностью и неровными поверхностями наслоений. Иногда в них отмечаются остатки фауны, обычно плохой сохранности.

В аргиллитах верхней части пестроцветной толщи И. П. Табачниковой в коллекции М. В. Михайлова обнаружен комплекс спор, сходный со среднедевонским (эйфель-нижнеживетскими) комплексами Башкирии и Западного Приуралья [85]: *Punctatisporites* cf. *atavus* (Naum.) Andr., *Leiotriletes. conformis* Naum., *Punctatisporites rotundus* (Naum.) Pashk., *Calamospora microrugosa* (Ibr.) S., W. et B., *Calamospora simplicissima* (Naum.) Oshurk., *Acanthotriletes serratus* Naum., *Verruciretusispora microthelis* (Naum.) Oshurk., *Retusotriletes sterlibashevensis* Tscibr., *R. simplex* Naum., *Apiculiretusispora sterlibaschevensis* (Tschibr.) Arch., *Gravisporites basilaris* (Naum.) Pashk., *Gneudnaspora divellomedia* (Tschibr.) Balme., *Geminospora notata* (Naum.) Obukh., *Azonomonoletes usitatus* Tschibr., *Camarozonotriletes minutus* (Naum. in litt.) Tschibr., C. pusillus (Naum. in litt.) Tschibr., *Lophotriletes minutissimus* Naum., *Camptotriletes devoricus* Naum., *Stenozonotrilete* sp. *liciformis* Andr., *Hymenozonotriletes perforatus* Naum., *H. ornatus* Kedo.

В вышележащих серых известняках М. В. Михайлов, В. Н. Тихий, В. Вл. Меннер, Г. С. Фрадкин и К. Е. Колодезников в разное время собрали остатки кораллов – *Ceratophyllum* aff. typus Gurich., брахиопод *Emanuella tarkwanensis* (Kays.), пелеципод *Eoschizodus* sp., *Paracyclas* sp., трилобитов *Dechenella* cf. *verneuili* (Barr.), фораминифер, гастропод и криноидей, указывающих на живетский возраст пород [68] По совокупности палеонтологических данных, возраст харьяюряхской свиты уверенно можно датировать средним девоном [3], она сопоставляется с верхней (среднедевонской) частью мантуровского и юктинским горизонтом. Максимальная мощность свиты в стратотипе составляет 45 м, всего – 72 м.

Аппаинская свита (D_3ap) выделена в 1966 г. В. Л. Масайтисом и М. В. Михайловым [80]. Объем ее уточнен в 1978 г. К. Е. Колодезниковым [68]. Распространена в Марха-Ыгыаттинской и Муно-Тюнгской СФЗ. Стратотипический разрез свиты обнажается на правом берегу р. Аппая, в 1,5 км выше устья (лист P-50). Залегает с размывом на отложениях силура и среднего девона, перекрывается также с размывом пестроцветными образованиями вилючанской свиты. Ранее к этой свите относились и подстилающие пестроцветные отложения, выделяемые теперь в самостоятельную харьяюряхскую свиту.

Вскрыта рядом нефтяных скважин: 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 24 (Тюкян-Тюнгская 302), 59, 57 (Южно-Сагытайские 290, 292), 19, 17, 16, 18 (Хоргочумские 280–282, 284), 36 (Чучуканская 1), 32 (Чучуканская 2851) и обнажается по р. Марха, в районе Энердекской излучины и по правым притокам Мархи, вблизи южной границы района – рекам Улахан-Дюктели и Аччыгый-Дюктели.

На р. Марха свита состоит из трех покровов видимой мощностью до 110 м, разделенных маломощными (1–3 м) пластами пестроцветных мергелей и аргиллитов. Покровы в подошве и кровле сложены миндалекаменными базальтами, в средней части – хорошо раскристаллизованными базальтами, визуально и по химсоставу сходны с долеритами интрузивной фации вилюйско-мархинского комплекса. Они характеризуются повышенным содержанием щелочей, титана и фосфора. Возраст верхнего покрова, по данным [246], 369 ± 21 млн лет, среднего – 267 ± 10 млн лет.

В пределах более погруженных частей Патомско-Вилюйского палеорифта аппаинская свита состоит из ряда лавовых покровов (мощностью 16–122 м), чередующихся с пачками осадочных пород (12–14 м) – красно-бурых и буровато-серых аргиллитов, алевролитов, песчаников, известняков и доломитов.

Позднедевонский возраст базальтов определяется с некоторой долей условности, так как радиометрические датировки варьируют в широком диапозоне: на р. Огогут – 320 млн лет (за пределами территории), на р. Ыгыатта (за пределами территории) – 381 млн лет, на р. Марха – 418 млн лет [300]. Однако, учитывая данные региональных исследований, в результате которых установлено залегание на аппаинской свите пестроцветных пород вилючанской свиты, содержащих находки верхнедевонских рыб [67], возраст рассматриваемой свиты в пределах района также принимается как позднедевонский (нижняя его половина) [227]. В актуализированной Анабаро-Вилюйской СЛ сопоставляется со средней франско-нижнефаменской частью каларгонского горизонта [3].

Мощность свиты, вскрытой глубокими скважинами: 59 (Южно-Сагытайская 290) – 1252 м, 57 (Южно-Сагытайская 292) – 701 м, 26 (Тюкян-Тюнгская 1) – 997 м, 24 (Тюкян-Тюнгская 302) – 690 м, 17 (Хоргочумская 281) – 1008 м, 19 (Хоргочумская 280) – 207 м, 16 (Хоргочумская 282) – 650 м, 18 (Хоргочумская 284) – 155 м, 36 (Чучуканская 1) – 256 м, 32 (Чучуканская 2851) – 115 м.

Вилючанская свита (D_3vl) выделена в 1954 г. А. А. Арсеньевым и В. А. Ивановой в обнажении по р. Вилючан. Стратотип свиты предложен К. Е. Колодезнковым в 1975 г. по выходам пород по правому берегу р. Вилюй, р. Аппая и у устья р. Укугут [67, 158].

Вскрыта скважинами 17–19 (Хоргочумские 280, 281, 284) [158] и 35 (Западно-Тюнгская 270) [223], а в пределах Муно-Тюнгской СФЗ залегает с размывом на аппаинской свите. Представлена переслаиванием алевролитов, песчаников, аргиллитов и прослоев туфов. В разрезах этих скважин свита содержит пласты изверженных пород. Алевролиты красновато-бурые, линзами зеленовато-серые с железисто-глинисто-карбонатным и гипсово-глинисто-карбонатным цементом базального типа, иногда доломитовые. Аргиллиты красновато-бурые и темно-бурые, участками алевритистые, с обильным растительным детритом, с неравномерной примесью алеврито-песчаного материала. Песчаники коричневато-серые и красно-бурые, мелко- и тонкозернистые полевошпат-кварцевые, с глинисто-карбонатным цементом базального типа и заполнения пор. Туфопесчаники алевритистые, структура алевропсаммитовая, текстура микрослоистая, образованная прослойками растительного детрита. Растительный детрит обильный, частицы крупные, содержание до – 20–60 %. Возраст свиты принимается позднедевонским по аналогии с естественными разрезами, где свита охарактеризована палеонтологически. В актуализированной Анабаро-Вилюйской СЛ сопоставляется с верхней частью каларгонского и нижней частью фокинского горизонтов [3]. Мощность свиты изменяется от 117 м в скв. 35 (Западно-Тюнгская 270) до 489 м в скв. 16 (Хоргочумская 282). К северо-западу от скв. 16 (Хоргочумская 282) свита выклинивается полностью [158].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования структурного яруса среднего карбона – нижнего триаса известны на ограниченных площадях у юго-западной рамки листа Q-50. На остальной территории срезаны эрозией или перекрыты более молодыми отложениями, где частично вскрыты глубокими скважинами. Согласно районированию, принятому в Анабаро-Вилюйской серийной легенде, образования среднего карбона – триаса входят в состав *Алакит-Моркокинской СФЗ Анабаро-Тунгусской СФО* и *Хоргочум-Баппагайской СФЗ Лено-Вилюйской СФО.* На территории работ в Алакит-Моркокинской СФЗ выделяются свиты: ботуобинская позднекаменноугольного–раннепермского возраста, пермские ахтарандинская и боруллойская и раннетрисовая чичиканская. В пределах *Хоргочум-Баппагайской СФЗ* наиболее древней, вскрытой скважинами, является тогойдохская толща средне-позднепермского возраста, на которой залегают триасовые неджелинская, таганджинская, мономская и тулурская свиты.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ботуобинская свита (C_3–P_1bt) распространена в юго-западной части площади, в пределах Алакит-Моркокинской СФЗ, где на дневной поверхности зафиксированы ее незначительные выходы [216]. Впервые выделена

Ю. А. Дукардтом в 1986 г. Стратотип составлен по скважинам, пробуренным на правом берегу р. Вилюй, в районе ручьев Курунг-Юрях и Сылага, на листе P-49 [77, 192]. Наиболее полные разрезы вскрыты скважинами 44 (16 линия 12), 45 (18 линия 12), 48 (26 линия 11), 50 (20 линия 0), 52–55 (21 линия, скв. 2, 4, 6, 9), 48 (11 линия, скв. 51), 47 (11 линия, скв. 55, 5) [51, 195]. Со стратиграфическим несогласием залегает на терригенно-карбонатных породах олдондинской или балыктахской свит верхнего кембрия – нижнего ордовика. Перекрывается пермскими осадками ахтарандинской свиты или бронируется нижнетриасовыми интрузиями долеритов. В погребенном под отложениями ботуобинской свиты палеорельефе ее подошвы выделяется депрессия шириной до 20 км, которая протягивается в северо-западном и южном направлениях. На западе, за пределами территории, она соединяется с обширным верхнепалеозойским Тунгусским седиментационным бассейном. Осадки свиты представлены аллювиальными фациями, сменяющимися вверх по разрезу озерно-аллювиальными. Разрез свиты сложен в основном глинисто-алевритистой толщей с прослоями песков, песчаников, реже углей и гравелитов, как правило, с маломощными конгломератами в основании. Такой тип разреза в целом типичен для площади. Однако имеются отличия, особенно в строении базальных горизонтов. В скв. 50 (20 линия 0) основание разреза слагают конгломераты мощностью 10 м с гальками доломитов, кремней, редко кварцитов. Выше залегает 5-метровая толща переслаивающихся гравелитов и алевролитов. Другой тип строения базальных горизонтов характеризуется полным отсутствием грубообломочного материала, где в основании разрезов залегают тонкие осадки – углистые глины или мелкозернистые пески. Для всех типов базальных горизонтов характерно присутствие материала кор выветривания. По всему разрезу свиты присутствует углистый материал – мелкий рассеянный углистый детрит, углефицированные растительные остатки, линзочки, а к верхам разреза и прослои углей, что придает всей толще темно-серый, почти черный цвет [51].

В данных отложениях выявлены контрастные ореолы МИК и установлена алмазоносность.

Свита содержит богатые флористические и палинологические комплексы. Флора *Cordaites* cf. *tyrganicus* Radcz, *C. ligulatus* Gorel., *Cordaicarpus tomiensis* Radcz., *Angarodendron obrutschevii* Zal., *Angaridium finale* Neub., *Phyllotheca tomiensis* Chachl., *Koretrophyllites mungaticus* Radcz., *Rufloria subangusta* (Zal.) *S. Meyen, R. teodorii* (Tschrk. et Zal.) *S. Meyen, Rhabdocarpus tomiensis* Zal., *Cardiocarpus krapivinoensis* Sush., *Angarocarpus ungensis* (Zal.) Radcz., *Samaropsis angarica* Rassk., *S. pauxilla* Zal. и др. (определения С. Г. Гореловой, В. И. Данилова, С. К. Батяевой и И. М. Мащук). Данный комплекс характерен для алыкаевского горизонта позднего карбона Кузбасса. Палинологический комплекс характеризуется резким преобладанием спор (90 %) над пыльцой (10 %) голосеменных. Доминируют споры *Cyclibaculisporites trichacanthus* (Zub.) Zub. и *Remysporites psilopterus* (Zub.) Zub. В малом количестве присутствуют споры *Lycospora rotunda* Zub., *Zycospora carbonica* Medv., *Apiculatisporites spinosus* (Naum.) Pot. et. Kr., *Acanthotriletes microspinosus* (Zub.) Zub., *Retusotriletes nigritellus* (Lub.) Foster и др. Пыльца: *Florinites grandis* (Lub.) Dibn., *Plicatipollenites sarcostemmus* (Lub.) Dibn., *Poloniesporites tener* (Medv.)

Peters. (определения Г. А. Шпехт). Комплекс характеризует биостратиграфические горизонты среднего–позднего карбона. Многочисленные обломки двустворчатых моллюсков, среди которых определены лишь *Mrassielina*(?) ex gr. *plana* Bet., *Mrassiella* cf. *ampla* Khalf., *Abiella*(?) cf. *ussovi* Fed., и новый, условно отнесенный к роду *Yniana*(?), вид *Cyclos* sp. nov. Bet. (определения О. А. Бетехтиной), что условно определяет возраст вмещающих пород как позднекаменноугольный. Основываясь на определениях листовой флоры с учетом определений спорово-пыльцевого комплекса и фауны, а также по данным Актуализированной СЛ [3], возраст свиты принимается как позднекаменноугольно-раннепермский (по данным ГК-200, сопоставляется с алыкаевским горизонтом Кузбасса [51]). Максимальная вскрытая мощность отложений ботуобинской свиты на изученной территории составляет 51 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Образования нижней–средней перми закартированы в юго-западной части площади листа Q-50, входят в состав *Алакит-Моркокинской СФЗ* и представлены терригенными ахтарандинской и боруллойской свитами. Данные отложения часто бывают пронизаны интрузиями долеритов, сохраняясь зачастую среди них в виде отдельных разрозненных полос и пятен. В пределах *Хоргочум-Баппагайской СФЗ* скважинами вскрыта терригенная тогойдохская толща средне-позднепермского возраста.

Ахтарандинская свита (P_1ah) входит в состав *Алакит-Моркокинской СФЗ.* Стратотип выделен в 1968 г. А. И. Аверченко и А. Н. Толстых по р. Ахтаранда, притока р. Вилюй (лист P-49) [77]. На поверхности породы свиты закартированы в долине р. Ыгыатта в виде небольших разрозненных выходов. С размывом и слабым угловым несогласием залегает на отложениях онхой-юряхской и балыктахской свит, стратиграфически несогласно – на ботуобинской свите и перекрывается боруллойской свитой верхней перми, укугутской свитой нижней юры; иногда бронируется интрузиями долеритов. Свита представлена, как правило, песчаной толщей, часто с маломощными гравелитами или галечниками в основании и алевролитами в верхней части разреза. Разрез ее изучен по керну многочисленных поисковых и структурно-картировочных скважин.

Наиболее полный разрез свиты вскрыт в скв. 48 (26 линия 11). Мощность ее достигает 20,7 м, к северу и востоку она постепенно выклинивается. В нижней части отмечается прослой гравелитов мощностью 1,1 м. На них залегают песчаники мелко-среднезернистые с прослоями более крупнозернистых разностей мощностью 12,4 м. В верхней части преобладают мелкотонкозернистые пески и алевриты с прослоями углисто-сажистого материала и отпечатками флоры мощностью 7,2 м. Маломощные разрезы сложены песками и алевролитами, часто углистыми и глинистыми, без грубообломочного материала в основании или с малым его количеством. Пески и песчаники, слагающие основную часть разреза, являются разнозернистыми с присутствием в них алевритовой и глинистой фракций. Обломочный материал представлен в основном кварцем (50–70 %), полевыми шпатом (15–30 %), реже кремнем, кварцитом. Окатанность обломков плохая и средняя. Цемент глини-

стый базальный и контактово-поровый. Для данных отложений характерна горизонтальная и косая (крупная и мелкая) слоистость. Алевролиты в чистом виде встречаются редко. В основном они характеризуются смешанным гранулометрическим составом, часто с примесью песчаной фракции. Для алевролитов характерна насыщенность углефицированными растительными остатками – от мелкого рассеянного детрита до крупных скоплений. Среди крупнообломочного материала гравелитов, составляющего до 30 % объема породы, преобладают кварц-кремнистые (до 60 %) и эффузивные (до 30 %) породы, как правило, средней и хорошей степеней окатанности. Кроме того, присутствуют обломки терригенно-карбонатных пород, песчаников, алевролитов и бурых углей разной степени окатанности. Цемент глинистый, песчано-глинистый, иногда сидеритизированный.

Нижняя часть разреза свиты содержит МИК, образуя ореолы рассеяния кимберлитовых минералов.

Свита в пределах площади содержит богатый комплекс растительных остатков: *Samaropsis dixonovensis* Schved., *S. khalfinii* Such., *S. danilovii* Such., *S. skokii* Neub., *Rufloria derzavini* (Neub.) Meyen, *Skokia elongata* (Taras.) Such., *Sylvella elongata* Such., *Cordaites latifolius* (Neub.) Meyen, *C. kuznetskianus* Gorel., *Corpolithus globosus* Such., *Evenkiella zamiopte roidea* Radcz., *Xiphophyllum kulikii* Zal., *Zamiopteris kuznetskianus* Gorel., *Paracalamites angustus* Such., *Crassinervia kuznetskiana* Neub. и др. (определения С. Г. Гореловой), характеризующих верхние части бургуклинского горизонта (конец ранней перми) и соответствующих кемерово-усятскому флористическому комплексу Кузбасса. Присутствующие в спорово-пыльцевом комплексе *Cyclogranisporites* cf. acutus, *C. polypirenus*, *Granulatisporites* sp., *Leiotriletes extensus*, *Nigrisporites arguatus*, *Rostrickia* (определения Г. А. Шпехт) характерны для бургуклинского горизонта ранней перми. В комплексе фораминифер среди многочисленных форм, как руководящие пермские определены *Saccamina discoidea* Voronov, *Hyperammina* cf. *borealis dilicatus* var. *delicatula* Gerke (определения В. П. Яниной). Находки фауны редки и, как правило, плохой сохранности. Определено ядро раковины двустворчатого моллюска, условно отнесенное к виду *Pseudomodiolus* ex gr. *ellipticus* Bet, известному в ранней перми. На основании приведенных выше данных возраст ахтарандинской свиты определен как раннепермский [51]. Мощность свиты изменяется от 0 до 30 м.

Боруллойская свита (P_2br) названа по оз. Боруллоу-Кюэль, стратотипический разрез составлен А. И. Аверченко и А. Н. Толстых в 1968 г. по обнажениям на р. Ахтаранда (лист P-49) [77]. Распространена в юго-западной части листа Q-50 в пределах *Алакит-Моркокинской СФЗ.* Залегает со стратиграфическим несогласием на ахтарандинской свите нижней перми, с размывом и слабым угловым несогласием – на отложениях онхой-юряхской и балыктахской свит. Перекрывается несогласно туфогенными образованиями чичиканской свиты нижнего триаса, терригенной укугутской свитой нижней юры. С интрузиями долеритов свита имеет сложное соотношение – они могут подстилать, перекрывать или расчленять толщу на разных уровнях, часто нарушая ее первичное залегание.

В разрезе свиты преобладают песчаные разности пород, предположительно дельтовых, озерных и прибрежно-морских фаций. Разрез свиты в целом

представлен переслаиванием песчаников различной зернистости от тонко- до грубозернистых, с редкими маломощными прослоями алевролитов. В основании свиты залегают среднезернистые и грубозернистые песчаники с маломощными линзами и прослоями гравелитов, примесью гальки размером 1,5–3,0 см экзотических и местных пород, редко валунов алевролитов, обломков углей и обугливших растительных остатков. В средней и верхней его частях – маломощные прослои алевролитов, аргиллитов, бурых углей (до 0,3 м). По всему разрезу отмечается «плавающая» галька алевролитов. Полные разрезы на площади отсутствуют, а максимальные составляют 60–70 м.

Базальные горизонты свиты содержат минералы-спутники алмаза.

В отложениях свиты обнаружены остатки флоры: *Koretrophyllites minutus* Radcz., *Cordaites minax* (Gorel.) Meyen, *C. kuznetskianus* (Gorel.) Meyen, *C. candalepensis* (Zal.) Meyen, *Rufloria* cf. *brevifolia* (Gorel.) Meyen, *Samaropsis borisovoensis* Such., *Uskatia conferta* Neub., *Tungussocarpus* cf. *elongatus* Such., *T. budnikovii* Such. и др. (определения С. К. Батяевой), характерной для пеляткинского горизонта средней перми и кузнецко-ильинского горизонта Кузбасса.

Палинологический комплекс характеризуется бедным и средним наполнением с преобладанием спор над пыльцой. Среди пыльцы 16 % составляют кордаитовые и 8 % – гинкговые, также определены флориниты *Disaccites* sp. Среди спор наиболее многочисленны *Nigrisporites nigritellus, Leiotriletes* sp., *Cyclogranisporites polypirenus, Granulatisporites microgranifer, Turrisporites sibiricus* (определения Г. А. Шпехт). Определения флоры и спорово-пыльцевого комплекса позволяют считать отложения боруллойской свиты среднепермскими (пеляткинский горизонт) [51].

Тогойдохская толща ($P_{2-3}tg$) вскрыта рядом глубоких скважин в Вилюйской синеклизе: 35 (Западно-Тюнгской 270), 26 (Тюкян-Тюнгской 1), 59, 60, 57 (Южно-Сагытайские 290–292), 19, 17, 18 (Хоргочумские 280, 281, 284), 34 (Багадянская 330) [158, 223] в пределах Хоргочум-Баппагайской СФЗ. Под названием «лоргорская» толща выделена в 1982 г. В. В. Граусман, В. Л. Матвееевым и др. [158] в разрезах на Хоргочумской и Западно-Тюнгской площадях. В Анабаро-Вилюйской СЛ выделяется как тогойдохская толща [78].

На подстилающих отложениях залегает с несогласием. Толща состоит из песчаников, прослоев и пачек переслаивания алевритоглинистых пород и пластов угля мощностью 0,5–3,0 м. Песчаники темно-серые мелкозернистые, в отдельных участках горизонтально-косослоистые, слабоизвестковистые, с многочисленными линзочками и прослоями углисто-слюдистого материала. Аргиллиты и алевролиты темно-серые, с редкими отпечатками обуглившегося растительного детрита, с прослоями блестящего каменного угля. В скв. 19 (Хоргочумская 280) в подошвенной части толщи встречен прослой туфопесчаников и туфоалевролитов с неравномерным распределением гранулометрического материала.

Тогойдохская толща в разрезах Хоргочумской площади хорошо охарактеризована позднепермскими растениями. В скв. 285 (лист Q-51) у восточной рамки территории работ (инт. 1684–1694 м) определены *Pecopteris* sp., *Cordaites* sp., в скв. 283 (лист Q-51) (инт. 1731,6–1821,8 м) – *Phyllotheca* cf. *nina-*

lana Radez., *Nephropsis* cf. *tomiensis* Zal., *Cordaicarpus ptrikensis* Such., *Tungussocfrpus elongates*. Such., *Cordaicarpus* cf. *petrikensis* Such, *Rufloria* sp., в скв.17 (Хоргочумская 281) (инт. 1062–1072 м) – *Cordaites clercii* Zal., *C. oblongifolius* (Radcz) S. Meyen, *C*. cf. *gracilentus* (Gorel) S. Meyen, *Phyllothe* cf sp. В скв. 26 (Тюкян-Тюнгской 1) (инт. 1123–1140 м) определены растительные остатки *Cordaites* cf. *gorelovae* S. Meyen, *C. platyphyllus* S. Meyen, *C.* sp., *Glottophyllum elongatum* Radcz, *Rufloria* ex gr. *brevifolia* (Gorel) S. Meyen, *R. minuta* (Radcz) S. Meyen, *R.* ex gr. *brevifolia* (Gorel) S. Meyen, *R.* cf. *neuburgiana* S. Meyer, *Cordaites candale pensis* (Zal) S. Meyen, *C.* cf. *gracilentus* (Gorel) S. Meyen, *Grottophyllum* sp., *Zamiopteris* cf. *tajluganensis* Gorel, *Samaropsis* sp. [272]. Мощность свиты в скв. 19 (Хоргочумская 280) – 324 м, скв. 17 (Хоргочумская 281) – 54 м, скв. 18 (Хоргочумская 284) – 162 м, скв. 26 (Тюкян-Тюнгская 1) – 65 м, скв. 59 (Южно-Сагытайская 290) – 142 м, скв. 60 (Южно-Сагытайская 291) – 147 м, скв. 57 (Южно-Сагытайская 292) – 183 м.

Возраст толщи определяется по СПК и растительным остаткам как среднепозднепермский [272].

Мощность толщи изменяется от 54 до 324 м.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения развиты в Алакит-Моркокинской СФЗ Анабаро-Тунгусской СФО и Хоргочум-Баппагайской СФЗ Лено-Вилюйской СФО. В первой из них они представлены туфогенной чичиканской свитой. В Хоргочум-Баппагайской СФЗ выделяются терригенные неджелинская, таганджинская, мономская и тулурская свиты.

Чичиканская свита ($T_1\check{c}\check{c}$) развита в юго-западной части территории листа, в пределах траппового плато в Алакит-Моркокинской СФЗ, в краевой части Тунгусской синеклизы. Впервые была закартирована в 1970 г. Ю. В. Сафьянниковым как корвунчанская свита позднетриасового возраста. В записке к ГК-1000 1993 г. комплекс описываемых отложений отнесен к южночунской свите. На ГК-200 эти отложения описывались как чичиканская свита [13, 51]. По сопоставлению с западными районами (лист Q-49) и в соответствии с Легендой [78], представляется возможным отнести данные отложения к чичиканской свите.

Выходы свиты на земную поверхность занимают незначительные по площади участки весьма сложной конфигурации. Представлена свита разнообломочными туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Залегают они в основном внутри трапповых массивов, лишь в единичных случаях установлено их залегание под траппами на отложениях верхнего и нижнего палеозоя. Свита перекрывается с размывом нижнеюрскими образованиями. Закономерность в строении разреза не наблюдается – в них меняются соотношения вулканической и терригенной составляющих и крупность обломков.

Наиболее полный разрез вскрыт на правобережье р. Ыгыатта скв. 56 (26) [51], где свита представлена преимущественно мелко- и среднеобломочными серыми и зеленовато-серыми туфами, реже крупнообломочными разностями. В нижней части отмечены прослои песчаников и конгломератов. Иногда встречаются обугленные растительные остатки. Общая мощность свиты

в приведенном разрезе – 78 м. В других разрезах присутствуют туфоалевролиты, туфопесчаники и гравелито-песчаники, где терригенный материал представлен плохо окатанными зернами кварца и полевых шпатов, вулканокластикой – обломками порфировых базальтов, гиалобазальтов, шлаков, связующая масса – мелкочешуйчатый глинисто-хлоритовый агрегат. Псаммитопсефитовые литокластические туфы состоят из обломков базальтов и пузырчатых шлаков основного состава, обломков кварца и полевых шпатов угловатой и угловато-округлой формы. Связующий материал – микрозернистый глинисто-хлоритовый агрегат. Мелкие пустоты выполнены цеолитом или кальцитом. Наиболее распространены туфы следующего химического состава (%): SiO_2 – 52,0; TiO_2 – 1,0; $A1_2O_3$ – 13,0; Fe_2O_3 – 5,0; FeO – 4,0; MgO – 6,0; MnO – 0,2; CaO – 4,0; Na_2O – 2,0; K_2O – 2,0; P_2O_5 – 0,2.

По положению в разрезе и составу пород, характерному для Тунгусской синеклизы, вулканогенно-осадочные образования отнесены к нижнему триасу. Это подтверждается определениями спорово-пыльцевых комплексов, среди которых наиболее молодыми являются раннемезозойские (раннетриасовые), содержащие *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Protoconiferus funfrius* Naum., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Podocarpus* sp., *Lycopodium subrotundum* K-M., *Lophotriletus* aff. *triassicus* (определения М. М. Одинцовой) [51]. Мощность свиты изменяется от 0 до 80 м.

Неджелинская свита (T_1ndl) выделена в 1978 г. Ю. Л. Сластеновым вместо нижнекельтерской свиты Н. П. Хераскова [158]. Вскрыта скважинами глубокого бурения 35, 37 (Западно-Тюнгские 270, 271) в пределах Вилюйской синеклизы в Хоргочум-Баппагайской СФЗ. Свита сложена серыми и темно-серыми аргиллитами, реже алевролитами серыми с зеленоватым оттенком. Нижняя граница несогласная, устанавливается четко по смене песчаных отложений верхней перми глинистыми отложениями триаса. Восточнее территории листа Q-50 в свите преобладают пестроцветные аргиллиты и алевролиты с многочисленными прослоями туфогенных и вулканомиктовых пород, песчаников. За пределами территории работ в свите определен индский комплекс конхострак и миоспор. Породы неджелинской свиты содержат своеобразный СПК, резко отличающийся от такового пермских отложений. Мощность свиты в пределах Вилюйской синеклизы изменяется от 16 до 120 м, в пределах листа Q-50 не превышает 55 м [200].

Таганджинская свита (T_1tg) выделена Ю. Л. Сластеновым в Западном Верхоянье со стратотипом на р. Кельтер и ее правом притоке р. Таганджа [158]. Вскрыта скважинами глубокого бурения 35, 41, 38 (Западно-Тюнгские 270, 272, 273), 19, 18 (Хоргочумские 280, 284), 60, 57 (Южно-Сагытайские 291, 292) в пределах Вилюйской синеклизы в Хоргочум-Баппагайской СФЗ, где с несогласием залегает на отложениях палеозоя и согласно на неджелинской свите. Свита представлена песчаниками серыми и зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми, часто горизонтально-слоистыми с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов. В скв. 19 (Хоргочумская 280) отмечено присутствие туффитов.

Мощность свиты в скважинах 60 (Южно-Сагытайская 291) – 93 м, 57 (Южно-Сагытайская 292) – 16 м, 19 (Хоргочумская 280) – 90 м, 18 (Хоргочумская 284) – 28 м, 35 (Западно-Тюнгская 270) – 50 м, 41 (Западно-Тюнгская 272) –

30 м, 38 (Западно-Тюнгская 273) – 80 м, 39 (Западно-Тюнгская 274) – 42 м, 34 (Багадянская 330) – 36 м.

В скв. 19 (Хоргочумская 280) (инт. 1661–1672 м) и скв. 283 (Хоргочумская площадь) на соседней с востока территории (инт. 1673–1687 м) определены *Palaeolimnadiopsis kouznetsrenensis* Dof.-Lefr., *Cornia vosini* Molin, *C. melliculum* Lutr., *C. sileenica* Molin, *Echinestheria etchiensis* Molin, *Pstudestheria sibirica* Novoj [158]. Возраст свиты определяется комплексом конхострак и миоспор, а также редкими остатками аммонитов, двустворок и листовой флоры индского яруса раннего триаса.

В пределах территории листа мощность в скважинах изменяется от 16 до 93 м; полностью выклинивается в северо-западном направлении и увеличивается на юго-восток к центральным частям Вилюйской синеклизы (за пределами территории листа Q-50) до 520 м.

Мономская свита (T_1mn) выделена в 1978 г. Ю. Л. Сластеновым вместо среднекельтерской свиты Н. П. Хераскова [158] и вскрыта скважинами глубокого бурения 35, 37, 41, 38 (Западно-Тюнгские 270–274), скважинами 19, 17, 18 (Хоргочумские 280, 281, 284), скв. 59, 60, 57 (Южно-Сагытайские 290–292), 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 34 (Багадянская 330) в пределах Вилюйской синеклизы в Хоргочум-Баппагайской СФЗ. Верхняя и нижняя границы свиты согласные. Свита представлена красно-бурыми, реже зеленовато-серыми (характерно для Хоргочумских скважин) аргиллитами и алевролитами в частом переслаивании, реже песчаниками. Алевролиты местами сильноглинистые или песчанистые. В скв. 26 (Тюкян-Тюнгская 1) в инт. 1083–1091 м в породе встречен тефроид базальтовый грубопсаммитовый и псефито-псаммитовый с поровым глинистым и железисто-карбонатным цементом. В скв. 283 Хоргочумской площади рядом с восточной рамкой листа (инт. 1600–1609 м) определены: *Pseudestheria pliciferina* Nov., *Gabonestheria kologrivica* Nov., *G. rossica* Nov., *G. waterloti* Nov., *Antistrephorhynchus cordasoi* Nov., *Echinestheria etchiensis* Molin. Комплекс конхострак свидетельствует о раннеоленёкском возрасте отложений. Мощность свиты в скважинах изменяется от 46 до 138 м и полностью выклинивается в северо-западном направлении.

Тулурская свита ($T_{1-3}tl$) завершает разрез триаса на территории работ. В. В. Граусман и В. П. Жерновский в 1984 г. выделили в это подразделение нерасчлененные отложения нижнего–верхнего триаса, залегающие между мономской (нижнеоленёкской) и кызылсырской (нижняя юра) свитами [187]. Она вскрыта в скважинах 35, 37, 41, 38 (Западно-Тюнгские 270–274), 19, 18 (Хоргочумские 280, 284), 61, 62, (Южно-Сагытайские 290, 291), 34 (Багадянская 330) в пределах Хоргочум-Баппагайской СФЗ. Нижняя граница свиты проведена по резкой смене аргиллитов мономской свиты песчаниками. Для данных отложений характерно чередование пачек переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников с преобладанием последних. Песчаники серые разнозернистые, косоволнисто-слоистые. Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые, иногда буроватые. В породах редко встречаются конхостраки, отпечатки листовой флоры и палинокомплексы, характерные для верхов оленёкского, анизийского, ладинского и карнийского ярусов. Мощность свиты в скважинах изменяется от 9 до 230 м и полностью выклинивается в северо-западном направлении.

Неджелинская, таганджинская, мономская, тулурская свиты объединенные ($T_{1-3}ndl \div tl$) показаны только на разрезе. Описание свит приведено выше. Общая мощность данного подразделения – до 516 м.

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ

На глубоко эродированной поверхности осадочных и магматических пород нижнего–среднего палеозоя под нижнеюрскими терригенными отложениями на многих участках закартированы элювиальные образования погребенной коры выветривания. Минимальное распространение они получили на Муно-Линденском междуречье и в бассейнах рек Тюнг и Ыгыатта. Незрелый обломочно-глинистый элювий здесь маломощен (0,5–3,5 м) или отсутствует вовсе. Площадные и линейные коры выветривания максимально распространены в Среднемархинском алмазоносном районе, в пределах Накынского кимберлитового поля. Формированию их способствовали интенсивная тектоническая раздробленность карбонатных пород нижнего ордовика, широкая проявленность процессов карстообразования. Кора выветривания мощностью от 2–5 до 40 м и более установлена здесь по керну многочисленных скважин, как на породах ордовика, так и на среднепалеозойских изверженных породах трапповой и кимберлитовой формаций.

В поле развития карбонатных пород верхней части балыктахской свиты элювий мощностью от 10,5 до 41,0 м представлен рыхлыми песчано-глинистыми образованиями белесой и желтоватой окраски с каолинизацией по всей толще. На площади развития известняков и известковых алевролитов нижней пачки свиты распространены глинисто-обломочные и глинистые типы разрезов. Обломочные профили мощностью до 14,5 м представлены глыбовыми и крупнообломочными брекчиями выщелачивания с глинистым заполнителем. Наиболее распространенные существенно глинистые разрезы имеют грубозональное строение. Нижняя зона мощностью до 15 м сложена разуплотненными декарбонатизированными и глинизированными образованиями зеленой окраски с фрагментарно выраженной полосчатой текстурой, свойственной породам субстрата. Данный горизонт на диаграммах ГИС опознается по аномально высокой радиоактивности и высоким значениям калия. Верхняя зона профиля (5–15 м) – зона выщелачивания – чаще представлена так называемыми «карбонатными» глинами с включениями щебня окремнелых и маршалитизированных карбонатных пород.

Кора выветривания на среднепалеозойских дайках долеритов подсечена одиночными скважинами. Во вскрытых разрезах на слабогидратированных разуплотненных долеритах залегает маломощный (1,0–10,5 м) горизонт рыхлых дресвяно-глинистых образований темно-зеленой окраски без химической проработки исходного материала. Более интенсивное выщелачивание наблюдается в эруптивных брекчиях базальтов с утратой их первичных текстурных особенностей. Химический состав этих легких по весу пород указывает на проявление латеризации породы – обогащение железом, титаном и алюминием и вынос кальция и щелочей.

Кора выветривания на кимберлитовых трубках Ботуобинская и Нюрбинская мощностью до 27 м имеет пятнистое распространение и грубозональное

строение. Нижняя зона (до 15,5 м) представлена гидратизированным кимберлитом с сохранением первичной брекчиевидной текстуры. Верхняя зона (до 11,5 м) – зона гидролиза (глинизации) состоит из рыхлых дресвяно-глинистых образований темно-серой и сине-голубой окраски (подобие «синей земли» современных тропических областей). В этом существенно глинистом горизонте с резко повышенными значениями радиоактивности, магнитной восприимчивости, электропроводимости и повышенными содержаниями тория и калия визуально в штуфах обнаруживаются единичные кристаллы алмазов, скопления интенсивно корродированных пиропов и хромшпинелидов. По результатам химических анализов в верхней зоне появляются признаки зачаточной латеритизации с накоплением слабоподвижных в миграционном процессе оксидов железа, алюминия и титана, концентрации которых значимо (в 2,5–3,0 раза) увеличиваются по сравнению с материнским субстратом.

Вскрытые профили коры выветривания в районе и на участке коренных месторождений алмазов свидетельствуют о том, что сохранились незрелые элювиальные образования. Формирование коры выветривания, перекрытой раннеюрскими отложениями, обычно связывается с позднетриасовой–раннеюрской эпохой корообразования [300].

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА – ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Дьяхтарская толща ($T–J_1dh$) впервые выделена В. И. Шаталовым в 1997 г. [299] со стратотипической местностью междуречья Хання–Накын (левые притоки р. Мархa).

Относительно широко распространена только на междуречье Хання–Накын в пределах Накынского кимберлитового поля в Лено-Алданской СФЗ. Она залегает с размывом на карбонатных породах нижнего ордовика, образованиях позднетриасовой коры выветривания и, частично, на кимберлитах трубок Ботуобинская и Нюрбинская. На поверхность она не выходит, перекрывается укугутской, реже тюнгской свитами. Толща сложена продуктами переотложения доюрской коры выветривания, выполняющими карстовые депрессии и воронки и образующими делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы. Литологический состав пород изменчив. Нижняя, большая часть разреза состоит из щебня и глыб доломитов, промежутки между которыми заполнены песчано-глинистым материалом зеленой и серой окраски. В кровле толщи (1,5–2,0 м) обычно залегают так называемые «карбонатные» глины зеленовато-серой и бурой окраски с включениями щебня, реже глыб доломитов. В глубоких карстовых депрессиях в пределах кимберлитового поля среди них наблюдаются линзовидные тела обвально-оползневых брекчий, «вторичных кимберлитовых брекчий», железистых конгломератов, гравелитистых аргиллитов с обугленными растительными остатками, реже – бурых углей. Содержание псефитового и псаммитового материала в породах самое различное. Вблизи кимберлитовых трубок отложения вмещают промышленные россыпи алмазов. Мощность пород дьяхтарской толщи в районе Накынского кимберлитового поля варьирует от первых метров в делювиальных шлейфах до 65 м в карстовых депрессиях [227, 299]. Обычно данные отложения не превышают мощ-

ность 12 м [192, 300]. Возраст свиты определяется по СПК от триасового (позднетриасового) до раннеюрского [299].

ЮРСКАЯ И МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

Образования юры и мела залегают на подстилающих триасовых и более древних толщах с региональным перерывом и несогласием, и также несогласно перекрываются палеоген-неогеновыми отложениями, формируя среднепозднемезозойский структурный ярус. Отложения этого возраста сохранились преимущественно в пределах Вилюйской синеклизы, во внутренних частях они вскрыты глубокими скважинами. Отложения юры и мела представлены континентальными, прибрежно-морскими и морскими терригенными накоплениями.

В пределах рассматриваемой территории юрские отложения в составе нижнего и среднего отделов являются главными промежуточными коллекторами алмазов. Юрско-меловые образования выделяются в составе Лено-Вилюйской СФО, Лено-Алданской СФЗ Вилюйской СФпЗ и представлены укугутской, тюнгской и кызылсырской, сунтарской, якутской свитами и чечумской серией юры, батылыхской, хатырыкской и аграфеновской меловыми свитами.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

У к у г у т с к а я с в и т а (J_1uk) вскрыта рядом поисковых [227, 243, 300 и др.], а также нефтяных скважин 36 (Чучуканская 1), 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 59, 60, 57 (Южно-Сагытайские 290–292). Они выходит на поверхность в бассейнах рек Мархa и Ыгыатта, а также р. Тюнг, где были описаны как оруктахская свита. Оруктахская свита выделена в Нижневилюйской серийной легенде-200 и показана на многих ГК-200 второго поколения. По Решению Рабочего стратиграфического совещания [104], оруктахская свита (в пределах листа Q-50) признана невалидной и переведена в ранг верхней подсвиты укугутской свиты.

Данные отложения представлены комплексом континентальных озерно-аллювиальных отложений и залегают на глубоко эродированной поверхности палеозойских пород, иногда на траппах, коре выветривания или отложениях дьяхтарской толщи. Для них характерна сильная фациальная изменчивость, причем нижние части разреза представлены преимущественно аллювиально-озерными, а в верхних частях, наряду с континентальными, отмечаются дельтовые и баровые осадки.

В бассейне р. Ыгыатта свита подразделяется на две подсвиты: нижняя подсвита укугутской свиты (J_1uk_1) представлена аллювиальной толщей конгломератов, песков, песчаников, алевролитов, гравелитов и глин. Мощность отложений изменяется от 0 до 40 м. Верхняя подсвита укугутской свиты (J_1uk_2) сложена преимущественно песками с прослоями алевролитов, аргиллитов, глин, реже конгломератов и углей. Осадконакопление происходило в различных фациальных условиях. В одних случаях – образование пролювиально-делювиальных конусов выноса, в других – озерных фаций. Разрезы первого типа пред-

ставлены глинами (5–10 м) зеленовато-серыми, в нижней части насыщенными обломками долеритов разной размерности – от мелкой щебенки до глыб диаметром до 1,5 м, с галькой кварц-кремнистого состава, с прослоями песков мелкозернистых. Подобного типа разрез мощностью 23 м вскрыт на левобережье р. Кютер. Другой тип разреза представлен осадками озерных фаций, где нижняя часть песчаная с прослойками и линзочками углистого материала, а верхняя – глинистая, представленная тонким горизонтальным переслаиванием аргиллитов и алевролитов с углистым материалом по плоскостям наслоения. Мощность верхней подсвиты изменяется от 0 до 30 м. Возраст свиты установлен на основании определения содержащихся в ней спорово-пыльцевых комплексов – определения Г. А. Шпехт, скв. 60 (23), характерных для раннего плинсбаха.

На р. Марха укугутская свита представлена песками, песчаниками, глинами, реже конгломератами. Во всех разрезах отличительной чертой свиты является ее насыщенность углистыми прослоями и древесиной, иногда – маломощные прослои углей. Часто пески по простиранию переходят в песчаники, замещаясь затем алевритами и глинами. Иногда в песках прослеживаются маломощные горизонты конглобрекчий, сложенные сильно выветрелыми ожелезненными породами палеозоя, галькой кварца, кварцита, песчаников, реже долеритов. Вверх по разрезу пески становятся серыми, как правило, хорошо сортированными, еще выше – косослоистыми, переходящими в песчаники. Мощность этой части разреза – около 40 м.

Верхняя часть разреза представлена желтовато-серыми песками с конкреционными линзовидными прослоями песчаников. Мощность – 20 м.

Сходный, но более полный разрез вскрыт гидрогеологической скв. 25 (СМ 4) в верховьях р. Конончан. Нижняя пачка (16,0 м) здесь сложена песками с маломощным (0,7 м) горизонтом конгломератов в основании. Гравийно-галечный материал представлен окремнелыми породами, кремнями, кварцитами, кварцем. Вторая пачка (20,0 м) состоит из алевролитов и аргиллитов серой и темно-серой окраски. Третья пачка (27,0 м) представлена внизу песчаниками, вверху – разнозернистыми алевролитами. Общая мощность укугутской свиты в этом опорном разрезе составляет 63,0 м.

В бассейне р. Тюнг вскрытые скважинами разрезы максимальной мощности 28,0 м можно подразделить на две пачки: нижняя (7,0 м) сложена в основном алевритами с горизонтом (1,0 м) брекчиевидных конгломератов в основании; верхняя сложена песками и песчаниками светло-серыми преимущественно мелкозернистыми, часто косослоистыми. В кровле иногда отмечается линзовидный прослой (0,1–0,5 м) конгломерата.

Базальный горизонт укугутской свиты в районе Накынского поля является верхней залежью крупной промышленной россыпи алмазов Нюрбинская. Содержит МСА, по ореолам которых ведутся поиски среднепалеозойских кимберлитов.

В отложениях свиты выявлен спорово-пыльцевой комплекс, в котором доминирует (76 %) пыльца *Pseudopicea variabiliformis* Mal., *Picea* sp., древние хвойные *Alisporites pergrandis* (Bolch.) Iljina, *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Dipterella oblatinoides* Mal. (4 %), *Bennettitales* (11 %). Среди спор преобладают *Osmundacidites* sp., *Bolchovitinaesporites compactus* (Bolch.) Sem.

и *B. congregatus* (Bolch.) Sem., единичные – *Lycopodiumsporites subrotundum* (K.-M.), характеризующие нижние горизонты ранней юры [51].

По палинологическим данным, возраст укугутской свиты датируется геттангом–ранним плинсбахом [227,300]. Мощность свиты изменяется от 0 до 70 м.

Тюнгская свита (J_1tn) имеет широкое площадное распространение с юго-запада на северо-восток и приурочена к зоне сочленения Анабарской антеклизы и Вилюйской синеклизы, где повсеместно трансгрессивно залегает непосредственно на нижнепалеозойском цоколе, на долеритах триаса, отложениях укугутской свиты или дьяхтарской толще, также вскрыта многочисленными поисковыми скважинами [227, 300]. В районе р. Ыгыатта свита сложена серыми и зеленовато-серыми алевропесчаниками мелко-тонкозернистыми полимиктовыми, с редкими конкрециями известковых алевролитов и многочисленными раковинами пелеципод. Мощность изменяется от 0 до 60 м. На картах второго поколения [51] эти отложения относили к нижневакунайкинской подсвите.

На междуречье Марха–Чимидикян морские отложения тюнгской свиты изучены по керну скважин. Стратотип, расположенный на р. Тюнг непосредственно ниже устья р. Илин-Сала (Q-50-XXIV), неудовлетворительный и утратил свое значение [192]. Полные разрезы свиты изучены по керну скважин 9, 8 (30 и 31 линия 213) [300], пройденных в 1 км от стратотипа. По литолого-геофизическим характеристикам свита мощностью 44 м в скв. 9 (30 линия 213) расчленяется на четыре пачки, разделенные внутриформационными размывами.

Первая пачка, залегающая с размывом на светло-серых песчаниках укугутской свиты, сложена песчаниками зелеными тонко- и разнозернистыми полимиктовыми с рассеянными включениями раковин пелеципод, галек и гравия кремней, кварцитов, известняков и долеритов размеров от 1 до 7 см. Единично встречаются мелкие валуны нижнепалеозойских известняков. Базальный горизонт мощностью 0,3 м представлен мелкогалечными конгломератами с содержанием грубообломочного материала около 40 %. Состав галек – кремни, кремнистые породы, известняки, долериты. Гравий и гальки черных силицитов часто с полированной поверхностью. Крупные гальки сложены известняками. Много включений толстостенных раковин *Harpax*. Заполнителем служит песчано-алевритовый материал, иногда встречаются МСА. Мощность нижней пачки – 6 м.

Вторая пачка маркирующего значения представлена частым переслаиванием аргиллитов и алевролитов зеленовато-серой окраски с образованием горизонтальной, волнистой и линзовидной слоистости. В нижней части содержатся включения гальки и гравия кремней. По всему разрезу отмечаются точечные включения черного сажистого материала (пылеватого магнетита?), по которому нередко развивается лимонит. Мощность второй пачки составляет 10 м.

Третья пачка сложена песчанистыми алевролитами зеленовато-серой и грязно-серой окраски с включениями мелких и крупных раковин пелеципод, известково-сидеритовых конкреций диаметром 8–12 см и обугленной древесины. В средней части встречен обломок мелкого *белемнита.* В подошве песчаные алевролиты содержат примесь гравийно-галечного материала. Мощность пачки – 15 м.

Четвертая пачка в нижней части (8 м) состоит из алевропесчаников грязно-серой окраски с примерно равным соотношением алевритовой и тонкой песчаной фракций. В подошве залегает пласт (1 м) песчанистых алевролитов с известковым цементом без грубообломочного материала. Верхи пачки (5 м) сложены тонко- мелкозернистыми песчаниками грязно-серого цвета с горизонтальной и косой слоистостью. По всему разрезу пачки наблюдаются включения раковин двустворок, сидеритово-известковых конкреций диаметром 5–7 см и бипирамидок розового и коричневого арагонита. Мощность четвертой пачки – 13 м. Выше залегают аргиллиты сунтарской свиты.

В бассейне среднего течения р. Мархa тюнгская свита представлена однообразными алевропесчаниками с включениями гравия, галек и крупных раковин пелеципод. Гравий и мелкие гальки сложены кремнями, кварцитами, роговиками, кварцем. Средние и крупные гальки и мелкие валуны состоят из местных карбонатных пород и долеритов. Мощность свиты изменяется от 0,5–1,3 м в обнажениях на р. Мархa до 10 м на междуречье Ханя–Накын.

Морские отложения тюнгской свиты алмазоносны.

По находкам в породах аммонитов *Amaltheus* и двустворок *Harpax laevigatus* (Orb.), *Tancredia bicarinata* Schur., *Anradulonectites incertus* Schur et Lut., *Aguilerella tiungensis* (Kosch.), возраст свиты датируется плинсбахом [300]. В. Г. Князевым (Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск) собраны и определены: *Harpax spinosus* (Sow.), *H. laevigatus* (Orb.) *Velata viligaensis* Polub. (вид – индекс), *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Meleagrinella tiungensis* (Petr.), *Modiolus* sp., *Anradulonectites insertus* Schur. et Lut., *Pseudomytiliodes* sp., *Pleuromyea* sp., *Tancredia kuznetsovi* Petr. В полевой сезон 2020 г. нами на р. Тюнг были собраны и определены: *Harpax laevigatus* (Orb.), *Oxytoma cygnipes* (Young and Bird), *Nuculoma*? sp. ind, *Praemeleagrinella tiungensis* (Petr.), *Malletia*? sp.ind (определения О. А. Лутикова, ГИН РАН) Эти фаунистические комплексы однозначно датируются плинсбахом [192]. Максимальная мощность свиты – 60 м.

Укугутская и тюнгская свиты нерасчлененные ($J_1uk–tn$) показаны только в скв. 49 (Среднемархинская 2250). Описания этих свит приведены выше. Общая мощность данного подразделения изменяется от 0 до 130 м, в скв. 49 (Среднемархинская 2250) составляет 10 м.

Кызылсырская свита (J_1kz) в пределах Вилюйской синеклизы выделяется по данным глубокого бурения. Стратотип вскрыт скважинами Средне-Вилюйской площади в районе пос. Кызыл-Сыр (за пределами территории). Выделена Ю. Л. Сластеновым в 1978 г. [114]. Она является возрастным аналогом укугутской и тюнгской свит и вскрыта скважинами 42 (Среднеконончанская 1), 17–18 (Хоргочумские 281, 280, 284), 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 35 (Западно-Тюнгская 270). С несогласием залегает на отложениях триаса и силура. Свита сложена серыми и светло-серыми мелко-, средне-, реже крупнозернистыми песчаниками горизонтально- и косослоистыми с прослоями алевролитов, глин и аргиллитов. Для песчаников и алевролитов характерно обилие обуглившегося растительного детрита с прослойками углисто-слюдистого материала, иногда прослои конгломератов. В скв. 17 (Хоргочумская 281) собран комплекс фораминифер, среди которых определены *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Turitellella volubilis* Gerke et Sos-

sip., *Trochammina* ex gr. *inusitata* Schleif.; комплекс двустворок (инт. 1020–1030 м): *Meleagrinella formosa* Vozin, *Modiolus* sp., *Falcimytilus* sp. indet., *Barenllia* sp. indet., *Gryphaea* sp., *Arctica* sp. indet. [158]. Свита охарактеризована фораминиферами и двустворками геттанг-плинсбахского возраста. Мощность свиты изменяется от 111 до 239 м.

Сунтарская свита ($J_{1-2}sn$) с резкими границами, выдержанными литолого-геофизическими характеристиками и высокой насыщенностью разнообразными (от фораминифер до ихтиозавров) органическими остатками имеет реперное значение в разрезах юры Мархинско-Тюнгского междуречья. Впервые как самостоятельное стратиграфическое подразделение предложено А. Г. Ржонсницким на Сунтарской излучине р. Вилюй [158]. На подстилающих породах тюнгской свиты она залегает с размывом и стратиграфическим несогласием: в бассейне верхнего течения р. Накын установлен факт выклинивания тюнгской свиты и залегания сунтарской свиты на породах укугутской свиты. Вскрыта скважинами 19, 17, 18 (Хоргочумские 280, 281, 284), 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 42 (Среднеконончанская 1), 59, 60, 57 (Южно-Сагытайские 290–292). Трансгрессивно-регрессивные типы разрезов сунтарской свиты расчленяются на четыре пачки. Верхняя (четвертая) из них на многих картах картировалась как лохаинская толща, «лохаинские слои» в утвержденной унифицированной схеме юрских отложений [100]. По Решению Рабочего статиграфического совещания [104] лохаинские слои переведены в ранг четвертой пачки сунтарской свиты.

Первая пачка сложена аргиллитами с конкрециями известняков и редкими желваками фосфоритов. При залегании на нижнепалеозойском основании в аргиллитах появляются включения гравия и галек кварц-кремнистых пород. В северо-западном направлении аргиллиты частично замещаются алевролитами. Мощность пачки изменяется от полного выклинивания (на поднятиях) до 23 м.

Вторая пачка мощностью 15–25 м представлена разнозернистыми глинистыми алевролитами с тремя-четырьмя пластами известковых конкреций и включениями редкого гравия, пирит-марказитовых стяжений и фосфатных желваков с позвонками рептилий. В основании обычно залегают крупнозернистые алевролиты с гравием и галькой, реже линзы (0,1–0,3 м) конгломератов с гальками сидеритизированных подстилающих аргиллитов первой пачки. Отличительная особенность второй пачки – высокая насыщенность разнообразной фауной, в том числе и аммонитов нижнего тоара. Мощность второй пачки – до 17 м.

Третья пачка сложена крупнозернистыми алевролитами с включениями гравия кремней и редких раковин пелеципод верхнего тоара. В подошвенной части на междуречье Марха–Тюнг часто отмечаются линзы (0,1–0,8 м) лептохлоритовых песчаников на сидеритово-известковом цементе с гравием кремней. В береговых обнажениях по р. Марха подошву пачки слагает довольно выдержанный пласт известковых гравелитистых алевролитов мощностью 0,8–0,9 м с большим количеством раковин ребристых пелеципод. Мощность третьей пачки варьирует в диапазоне 2–15 м.

Четвертая пачка в нижней, большей части (10 м) сложена разнозернистыми алевролитами темно-серой окраски. В подошве пласт известковых кон-

креций с раковинами ребристых пелеципод (0,5 м). Кровлю толщи (3,0 м) слагают тонкозернистые пески бурой и желтой окраски с частыми прослоями (0,1–0,3 м) конкреций сидеритов, сидеритизированных аргиллитов и алевролитов. С поверхности конкреции имеют красную и вишнево-красную окраску, в свежем сколе цвет их коричневый. Мощность пачки – до 20 м.

Мощность сунтарской свиты в объеме четырех пачек составляет 40–75 м.

Возраст свиты устанавливается по находкам аммонитов *Dactylioceras* sp., *Zugodactylites* sp., *Catacoeloceras* sp., *Eleganticeras* sp., *Pseudolioceras falcodiscus* (Quenst.) и двустворок *Dacryomya inflata* (Ziet.), *Tancredia bicarinata* Schur., *Meleagrinella substriata* (Muenst.), *Kedonella mytileformis* Polub., *Arctotis marchaensis* (Petr.), *A. similis* Velik., *Modiolus numismalis* Opp., *Oxytomia kirinae* Velik и др. (определения О. А. Лутикова, В. Г. Князева) [192], а также фаунистических остатков, собранных при полевых работах на р. Марха 2019 г. (БД): *Pseudomytiloides oviformis* (Khudyaev in Petrova, 1953), *P. marchaensis* (Petrova), *Dacryomya jacutica* (Petr.), *Oxytoma kirinae* Velikzh, *Kedonella* sp. ind., *Arctotis (Praearctotis) marchaensis* (Petr.), *Tancredia bicarinata* Schur., *Loistrea taimyrensis* Zakh. et Shur., *Macleamia kelimyarensis* (Zakh. et Shur.) (определения О. А. Лутикова, ГИН РАН) и, согласно Легенде [78], принимается ранне-среднеюрским (тоар–аален).

Якутская свита ($J_2ja k$) выходит на поверхность в юго-восточной части территории листа Q-50 и вскрыта рядом скважин 25, 19, 17, 16, 18 (СМ 4, Хоргочумские 280, 281, 282, 284), 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 42 (Среднекончанская 1), 35 (Западно-Тюнгская 270), 59, 60, 57 (Южно-Сагытайские 290, 291, 292), 34 (Багадянская 330). Впервые выделена Б. М. Максимовым в 1941 г. в окрестностях г. Якутск как отложения континентальной юры. В. А. Вахрамеев отнес к якутской свите среднеюрские осадки на р. Тюнг, содержащие слои с морской фауной. А. Г. Коссовская в 1961 г. определила объем и содержание якутской свиты, под которую полностью подходят отложения средней юры, вскрытые скважинами на разведочных площадях [186]. Залегает с размывом на породах сунтарской свиты. Их граница часто маркируется горизонтом конгломератов мощностью 0,5–0,8 м. В составе якутской свиты по литолого-геофизическим характеристикам, генезису и возрасту выделяются две крупные пачки. Основание нижней пачки (10–15 м) слагают авандельтовые пески и песчаники светло-серой и серой окраски кварц-полевошпатового состава, содержащие линзовидные пласты плотных известковых разностей с включением обугленной древесины. Верхняя, бóльшая часть пачки (40–60 м) представлена морскими песчано-алевритовыми отложениями. От нижележащего песчаного горизонта они отделяются иногда горизонтом (0,2–0,5 м) конгломератов с мелкими валунами траппов. Алевролиты, аргиллиты и прослои зеленоватых песчаников почти по всему разрезу содержат фаунистические остатки. Мощность нижней пачки достигает 75 м.

Верхняя пачка свиты мощностью до 165 м сложена песчаными и алевритовыми породами. Некоторые авторы относят данные отложения к надводной части дельты [227, 300]. В разрезах преобладают кварц-полевошпатовые песчаники серой, светло-серой, желтоватой, реже бурой окраски. Они залегают со скрытым и очевидным размывом на алевролитах нижней пачки. В основании нередко отмечаются линзы (0,2–0,5 м) рыхловатых конгломератов с гальками

кварц-кремнистого состава. Песчаники чаще мелкозернистые с горизонтальной и косой слоистостью. В средней части разреза отмечаются довольно мощные (до 16 м) линзы среднезернистых разностей с рассеянным гравием кремней. В верхней части пачки (50 м) существенную роль играют прослои (до 2 м) алевролитов и аргиллитов с линзами бурого угля.

Отложения якутской верхней части свиты содержат обильный планктон рода Botryococus, характерный только для опресненных бассейнов и миоспоры, соответствующих среднеюрским в пределах аалена [242]. В морских отложениях нижней пачки якутской свиты обнаружены раковины двустворок *Arctotis lenaensis* (Lah.), *A. reticahum* Schuryg., *Maclearnia kelimyarensis* (Zakh et Schurg), *Tancredia gigantea* Vor. и фораминиферы *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke [192]. На основании фаунистических определений возраст якутской свиты устанавливается среднеюрским (аален-батский).

Общая мощность свиты изменяется от 68 до 240 м.

Чечумская серия ($J_{2-3}čč$) закартирована в юго-западной части территории. Эти отложения представляют собой континетальную толщу, согласно залегающую на якутской свите и связанную с ней постепенными переходами, местами с перерывами в осадконакоплении, о чем свидетельствуют линзы галечников в подошве чечумской серии. Для толщи характерна сильная фациальная изменчивость, однако в разрезе условно выделяются четыре пачки, нижние части которых сложены серыми кварц-полевошпатовыми песками, верхние – чередующимися алевролитами, аргиллитами, глинами, углями. Иногда отмечаются прослои песков и песчаников. Количество прослоев и пластов углей и их мощности увеличиваются от 0,2 до 3,0 м вверх по разрезу. По всей толще наблюдается углефицированная древесина и детрит. Мощность вехнеюрских нерасчлененных отложений составляет 200–400 м. Возраст описываемых отложений устанавливается на основании обнаруженных спорово-пыльцевых спектров как келловей-позднеюрский [250]. Чечумская серия включает нижневилюйскую, марыкчанскую, бергеинскую свиты.

Нижневилюйская свита (J_2nv) на поверхность не выходит. Вскрыта рядом скважин: 24, 26 (Тюкян-Тюнгская 302, 1), 35 (Западно-Тюнгская 270), 19, 17, 16, 18 (Хоргочумские 280, 281, 282, 284), 59, 60, 57 (Южно-Сагытайские 290, 291, 292), 34 (Багадянская 330). Выделена коллективом авторов на Нижневилюйской площади. Название утверждено на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1961 г. [158].

Свита сложена мелко- среднезернистыми серыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Для свиты характерно большое количество обугленного растительного детрита и углисто-слюдистого материала, подчеркивающего слоистость. Встречены единичные маломощные прослои углей. По растительным остаткам, собранным в различных частях Вилюйской синеклизы, она относится к поздней юре [272].

Мощность свиты изменяется от 111 до 152 м.

Марыкчанская свита (J_3mr) на поверхность не выходит. Вскрыта рядом скважин 24, 26 (Тюкян-Тюнгские 302, 1), 35 (Западно-Тюнгская 270), 19, 17, 16, 18 (Хоргочумские 280, 281, 282, 284), 59, 60, 57 (Южно-Сагытайские 290, 291, 292), 34 (Багадянская 330). Выделена в 1961 г. Ю. Д. Горшениным со стратотипом по руч. Марыкчан, правому притоку р. Лена [158]. Согласно пере-

крывает нижневилюйскую свиту. Свита сложена пачками чередования серых аргиллитов, алевролитов, песчаников с единичными пластами углей. Песчаники мелко- среднезернистые, пиритизированные, с обугленным растительным детритом и углисто-слюдистым материалом на поверхности наслоения. Свита четко выделяется на электрокаротажных диаграммах частым чередованием КС, ГК, НГК. Свита содержит многочисленные остатки позднеюрских растений [272].

Мощность свиты изменяется от 65 до 127 м.

Бергеинская свита (J_3br) на поверхность не выходит. Вскрыта рядом скважин 26 (Тюкян-Тюнгская 1), 35 (Западно-Тюнгская 270), 19, 17, 16, 18 (Хоргочумские 280, 281, 282, 284), 59, 60, 57 (Южно-Сагытайские 290, 291, 292), 34 (Багадянская 330). Выделена Ю. Д. Горшениным в 1961 г. по р. Берга, левому притоку р. Лена [158]. Граница с марыкчанской свитой согласная. Свита представлена серыми песчаниками с пачками переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей, в верхней части свиты – серыми песками и уплотненными глинами. Песчаники мелко-среднезернистые, участками неясно- и параллельнослоистые за счет наслоения обуглившихся растительных остатков, линзочек и слойков угля, со стяжениями пирита. В алевролитах отмечена горизонтальная, косая и волнистая слоистость за счет наслоения углисто-слюдистого материала.

Свита в пределах Вилюйской синеклизы содержит растительные остатки: членистостебельные: *Equisetites schetschumensis* Vassil; папоротники: *Cladophletis aldantnsis* Vachr, *C. serrulata* Samyl.; гинговые: *Ginko sibirica* Heer.; чекановские: *Czekanowskia* ex gr. *rigida* Heer, *Leptostrobus laxiflora* Heer и др., характерные для поздней юры [272].

Мощность свиты изменяется от 190 до 343 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения представлены комплексом континентальных угленосных отложений, расположенных в пределах Вилюйской синеклизы (в юго-восточной части территории). Они расчленяются на свиты, выделение которых основывается на данных спорово-пыльцевого анализа, минералогического состава тяжелой фракции и, отчасти, на литологическом различии.

Батылыхская свита (K_1bt) распространена в юго-восточной части листа и согласно перекрывает породы чечумской серии верхней юры. Выделена в 1957 г. А. Г. Коссовской на возвышенности Батылых-Хая, правому берегу р. Лена [158]. Вскрыта скважинами 19, 17, 16, 18 (Хоргочумские 280, 281, 282, 284), 34 (Багадянская 330). Характерной особенностью отложений батылыхской свиты является значительная фациальная изменчивость осадков, широкое развитие песчано-алевритовых пород с прослоями углей и довольно высокие содержания минералов группы эпидота. Наиболее полные разрезы свиты вскрыты в структурно-картировочных скважинах 29 (скв. 2) и 21 (скв. 3), где она без видимого перерыва залегает на отложениях чечумской серии. Свита сложена в основном песками, алевритами, алевролитами, аргиллитами, глинами и углями. Нижняя часть разреза свиты представлена толщей алевритов с маломощными прослойками и линзами бурых углей (до 0,2 м) и глин

(от 0,1 до 3,7 м). Верхняя в основном сложена толщей песков с невыдержанными маломощными прослоями и линзами алевритов, алевролитов, глин, углей и песчаников. Мощность прослойков и линз алевритов колеблется от 0,1 до 2,2 м. Возраст свиты устанавливается по данным спорово-пыльцевого анализа. В выявленных СПК преобладают споры (от 28 до 95 %, в среднем 60 %) над пыльцой (от 5 до 72 %, в среднем 40 %). Среди спор доминируют *Cyathidites, Leiotriletes* и споры семейства Selaginellaceae, в составе которых господствуют *Densoisporites velatus* Weyt et Krieq. Отмечается низкое содержание и малое разнообразие спор схизейных, глейхейниевых и гладких *Polipodiaceae*. Преобладает пыльца хвойных с воздушными мешками. На основании вышеизложенного возраст данных спорово-пыльцевых комплексов, а также отложений, вмещающих их, датируют неокомом [250].

Мощность свиты, по данным ГС-200 [250], 152,5 м. На Хоргочумской площади мощность свиты в скв. 19 (280) – 482 м, скв. 17 (281) – 210 м, скв.16 (282) – 160 м, скв. 18 (284) – 346 м.

Хатырыкская свита (K_1ht) распространена в юго-восточной части листа и с размывом залегает на батылыхской свите. Свита характеризуется преимущественно песчаным составом. В разрезе присутствуют пески, алевролиты, угли, редкие маломощные, иногда линзовидные прослои алевритов и глин. Угли встречаются только в нижней части разреза. Отложения хатырыкской свиты на полную мощность вскрыты структурно-картировочными скважинами 29 (скв. 2) и 45 (скв. 5). В целом отложения довольно четко делятся на три части: нижняя – песчаная, с прослоями углей, алевритов, глин (50 м); средняя – чисто песчаная (64 м) и верхняя – глинисто-алевритовая (14 м). Возраст свиты устанавливается по СПК, для которого характерным является уменьшение числа спор (в среднем 40 %), среди которых господствуют *Leiotriletes*, появляются *Klukisporites lunaris* Cooks.et Dett., *Aequitriradites subverrucosus* Dorinq., *A. reticulatus* Kotova, *Stenosonotriletes alatus* Fradk., *Periplecotriletes samoilovitchae* Griaz., *Rouseisporites reticulatus* Picock., *Foraminisporites asymmetricus* (Cooks. et Dett) Dett., *Cybelosporites punctatus* Dett., *Triletes vebetatus* Chl., которые позволяют предполагать альбский возраст свиты [250].

Общая мощность свиты – 128 м.

Аграфеновская свита ($K_{1-2}ag$) распространена в юго-восточной части территории, где естественные обнажения отсутствуют, т. к. перекрыты мощной толщей четвертичных отложений. Свита изучена по керну скв. 43 (скв. 5). В пределах Среднего Вилюя и в Усть-Вилюйском районе отложения аграфеновской свиты изучены по материалам бурения и среди них выделяются восточный, западный и переходный типы разрезов. Вскрытая на территории работ часть разреза относится к западному типу [250]. Залегает с размывом на хатырыкской свите и представлена разнозернистыми, неотсортированными, преимущественно полимиктовыми белесо-серыми, иногда сероватожелтоватыми косослоистыми уплотненными песками с редкими маломощными прослоями и линзами глин, аргиллитов, алевритов и алевролитов, пропластками углей, рассеяной гальки и гравием кварца, глиняных «катунов» и обугленной древесины. Пески содержат значительное количество растительных остатков, обычно распределяющихся по плоскостям наслоения. Редко в песках наблюдается сильное ожелезнение. Суммарная вскрытая мощность

свиты в скв. 43 (скв. 5) составляет 141 м. Отложения аграфеновской свиты полностью вскрыты многочисленными скважинами глубоко бурения на соседних территориях. Мощность их колеблется от 200 до 530 м. По данным бурения, нижняя часть свиты представлена преимущественно песчаной толщей мощностью 150–430 м, верхняя – глинистой пачкой, мощность которой в скважинах не превышает 100 м. Минералогический состав тяжелой фракции шлихов представлен в основном циркон-альмандин-ильменитовой ассоциацией и существенно отличается от минералогического состава шлихов из отложений нижнего мела. Возраст отложений аграфеновской свиты принимается как альбский–туронский по аналогии с одновозрастными породами других частей Вилюйской синеклизы [250]. Мощность свиты изменяется от 200 до 530 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ЭОЦЕН – ОЛИГОЦЕН

Маспакынская толща ($P_{2-3}ms$). Название толщи дано В. А. Камалетдиновым и Р. О. Галабалой в 2001 г. по р. Маспакы (R-50), где был описан разрез. Подобные образования впервые были обнаружены в карстовых полостях и изучены в 1980 г. в северной части листа Q-50 [271] на Оленёкско-Мунском водоразделе в погребенных карстовых полостях, выполненных переотложенной корой выветривания.

Карстовые полости фиксируются аномалиями магнитного поля и совершенно не дешифрируются на снимках. Они встречены на водоразделе рек Бэкэ, Муна и их притоков в поле развития массивных известняков и доломитов чукукской и мархинской свит. В рельефе они расположены на склонах и водоразделах, занимая различное гипсометрическое положение. В верховьях р. Тахсалах они обнаружены на высотах 335, 355 и 380 м, на правобережъе руч. Каменистый – на высоте 350 м, на водоразделе рек Долгайка и Муна – на высоте 405 м. По геофизическим данным, карстовые воронки имеют овальную, эллипсоидальную и подковообразную форму размером от 2 × 3 до 9 × 35 м, глубиной от 0,5 до 19 м. Воронки располагаются цепочками, приуроченными к разломам северо-западного простирания и к местам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простираний, которые хорошо дешифрируются на снимках и совпадают с трещиноватостью в кембрийских породах.

На левобережье р. Тахсалах скважинами вскрыт разрез образований, выполнявших карстовую полость. На массивных известняках (местами обломочной текстуры) залегают глины ярко-желтые, красновато-желтые, красные с обломками и гальками различных пород. Обломки и плиты разных размеров представлены известняками желтовато-серого, темно-серого цветов. Небольшие обломки сложены алевролитами тонкослоистыми темно-серого, почти черного цвета, песчаниками рыхлыми выветрелыми желтого цвета с обугленным растительным детритом. Характерно изменение окраски глин – наиболее яркие оттенки отмечены в местах максимума магнитных аномалий.

В глине наблюдаются прослои гравия и песка (5–12 см), темно-коричневых лимонитов и кварцевых алевролитов с железистым цементом. Слабо- и хорошоокатанные гальки (1,0–1,5 см) представлены кремнями красного, серого и желтого цветов и лимонитом темно-коричневого цвета. Мощность глин – 3,2–3,6 м. Мощность отложений толщи определяется вскрытой глубиной карстовой воронки. Максимальная вскрытая мощность – 19 м.

Перекрыты эти образования делювием – коричневым суглинком со щебнем известняков мощностью 1,1–1,3 м.

В стенках полостей вдоль плоскостей наслоения горизонтально залегающих известняков наблюдались вмытые прослои красноватой глины с дресвой известняка и гравием лимонита мощностью 2–13 см. Среди обломков в карстовых полостях встречаются единичные силькреты – гипергенные продукты кремнистых кор выветривания, образующихся в аридном климате. Обломочный материал не сортирован; крупный – угловатый по форме; мелкие обломки, особенно алевролитов и лимонитов, хорошо окатаны.

Глины по составу гидрослюдистые, с примесью монтмориллонита и каолинита. Характерно изменение окраски глин: наиболее яркие красные оттенки отмечены в местах наибольшей концентрации магнетита, желтые – там, где магнетита меньше. Для глин типично высокое содержание минералов тяжелой фракции – от 2,47 до 8,15 г/дм^3 и определенный состав их. Здесь развита циркон-ильменит-магнетит-лимонитовая минеральная ассоциация. Наличие магнетита обусловливает магнитностъ пород карстовых полостей. Из минералов-спутников присутствуют пикроильменит, пироп. Первый наблюдается в количестве свыше 100 знаков на шлих, преобладают зерна размером менее 1 мм, присутствуют до 2–6 знаков размером более 1 мм. Зерна обычно колотые, окатанные, реже с «ежиковой» поверхностью. Пироп встречен в виде единичных обломков колотых зерен лилового цвета с реликтами хорошо выраженной направленной ячеистой поверхности, характерной для минералов из глубоких кор выветривания.

Благодаря размыву отложений, залегающих в карстовых воронках, на склонах образуются механические ореолы рассеяния минералов-спутников, которые легко обнаруживаются шлихами из делювия.

Карстовые полости выполнены материалом переотложенной коры выветривания. Об этом свидетельствуют гранулометрический состав (до 60 % глин), химический состав глин, красноцветность глин, обусловленная ожелезнением, местами слоистые текстуры глин и наличие прослоев алевритового и песчаного материала, преимущественно кремнистый состав обломков пород, устойчивых к химическому выветриванию.

Образование продуктов выветривания шло путем выноса из материнских (известняки кембрия) пород значительных количеств кальция и углекислоты, небольших количеств закисного железа, магния, марганца, калия и накопления кремнезема, титана, глинозема.

Возраст отложений карстовых воронок принимается условно. Как было показано выше, они представляют собой продукт переотложения коры выветривания. Наличие среди них силькретов свидетельствует о том, что образование их проходило в условиях аридного климата. Поскольку для четвертичного времени в широтах Якутии такой климат неизвестен, можно предпо-

ложить, что возраст их древнее четвертичного. Время наиболее интенсивного образования площадных кор выветривания на территории Сибирской платформы – дат–эоцен. Образование карстовых полостей и переотложение в них продуктов кор выветривания произошло или одновременно, или несколько позже – в эоцене–олигоцене. Условный возраст маспакынской толщи – эоцен–олигоцен.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Территория листа относится к Среднесибирской СФцО (*I*), входящей в ее состав Вилюйско-Оленёкской внеледниковой СФцЗ (I.1), состоящей из Среднеоленёкского (I.1.1) и Вилюйского (I.1.2) стратиграфических районов (СФцР).

Отложения квартера распространены практически повсеместно, представлены различными фациями деструктивных денудационных процессов и аккумулятивными фациями рек, озер, болот. Кроме того, широко распространены полигенетические криогенные образования. В возрастном отношении они подразделяются на плейстоценовые (эоплейстоценовые, неоплейстоценовые) и голоценовые.

Мощность четвертичных накоплений меняется в широких пределах, на водоразделах она составляет 2–10 м, в понижениях дочетвертичного рельефа достигает 40 м.

В стратиграфии квартера принята шкала четвертичной системы, рассмотренная и утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом в 2009 г. [105]. Расчленение образований квартера произведено с использованием Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней Сибири, утвержденной МСК в 2009 г. [128], Решений Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе 1979 г. [102] и в соответствии с Легендой Анабаро-Вилюйской серии листов Госгеолкарты-1000/3, утвержденной НРС Роснедра в 2009 г. [78].

Нижняя граница квартера принята на уровне 2,6 млн лет [97].

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее–верхнее звенья

Ханчалинская свита (α,lE*hn*). Аллювий и лимний. К ханчалинской свите отнесены так называемые «водораздельные галечники» Вилюйской впадины, залегающие в современном рельефе в бассейнах рек Мархa, Конончан, Ике, Чильли и Тюкян на выровненных площадках с абс. отм. от 220 до 250 м. Снижение гипсометрических уровней наблюдается в сторону современных долин рек, а также с северо-запада (от устья р. Ханння) на юго-восток (в сторону долины р. Вилюй). Водораздельные галечники интерпретируются как отложения обширной озерно-аллювиальной системы, существовавшей в кайнозое в приграничной области Сибирского плато и Вилюйской впадины. Эти образования редко выходят на поверхность, как правило, перекрыты криогенными и озерно-болотными отложениями и плохо дешифрируются на снимках.

Впервые «водораздельные галечники» на данной территории были подробно изучены и стратифицированы М. И. Плотниковой [95, 309] и эти данные долгое время использовались для их расчленения. В своих построениях автор использовала геоморфологическую позицию отложений, состав обломков, минералогический состав тяжелой фракции и немногочисленные данные палинологического анализа. Отложения, приуроченные к поверхности с отметками 225–250 м, по результатам анализа СП были датированы плиоценом и отнесены к «водораздельным галечникам». При этом основная часть спектра представлена плейстоценовыми формами, тургайские широколиственные – единичны. В более поздних работах [246] из отложений этого уровня также были получены спектры плейстоцена.

Отложения на отметках 220–230 м интерпретированы М. И. Плотниковой вслед за М. Н. Алексеевым [2] как образования VI террасы р. Марха плиоцен-раннеплейстоценового возраста. Возраст установлен по соотношению с «водораздельными галечниками». При этом отмечается отсутствие геоморфологически выраженных границ этой террасы и сходство состава с «водораздельными галечниками». В результате последующих исследований [252] были получены результаты СП, содержащие спектры нижнего и среднего неоплейстоцена. Кроме того, по данным этого автора, многие пробы содержат до 70–80 % моноклинного пироксена. По М. И. Плотниковой, моноклинный пироксен появляется в значимых количествах только в V террасе, что и позволяло провести между ними границу. Таким образом, в расчленении и датировании этих образований много противоречий.

Ограниченно распространенные на левобережье верхнего течения р. Ике на самых высоких гипсометрических уровнях (250–260 м) водораздельные отложения М. И. Плотникова относила к олигоцену, исходя из их геоморфологического положения. В их составе принимают участие пески, супеси, суглинки, гравийники и галечники. Максимальная установленная мощность – 7,5 м. Залегают они на породах мезозоя, в основном на песках якутской свиты. Спорово-пыльцевые спектры содержат много переотложенных палеозойских и мезозойских форм. По данным Ю. А. Осипова [246], эти отложения содержат СП от мезозоя до позднего кайнозоя и представляют собой переработанные разновозрастные образования.

Отложения аллювиально-озерной равнины, занимающие водоразделы с абс. отм. поверхности 220–250 м, имеют наиболее широкое распространение. Ширина равнины увеличивается с 10–12 км на северо-западе до 30–40 км на юго-востоке района. Залегают данные образования на размытой поверхности юрских отложений (лишь иногда на породах палеозоя, и зачастую перекрыты делювиальными) и озерно-болотными образованиями.

Бóльшая часть разрезов этих отложений характеризуется одночленным строением, представленными русловыми фациями аллювия с различным содержанием грубообломочного материала. Двучленные разрезы очень редки, при этом отнесение пойменной (верхней) части, представленной глинами и илистыми суглинками, к отложениям данного возраста, вызывает сомнение и у самих исследователей [246]. Данные палинологического анализа не дают оснований для определения их возраста и не исключают того, что они включают в себя разновозрастные осадки от мезозоя до верхов кайнозоя [246].

Мощность аллювиальных фаций весьма непостоянная и колеблется от 1–2 до 10–15 м. При этом пойменная фация имеет мощность от 0,8 до 1,9 м, а русловая от 0,5 до 13,2 м. Сохраняется тенденция к увеличению мощности в юго-восточном направлении. Наблюдается увеличение песчано-глинистой составляющей от 38 до 56 % и уменьшение содержания гальки с 34 до 11 % в юго-восточном направлении.

Минералогический состав тяжелой фракции шлихов, отобранных из русловых фаций, колеблется как по площади их распространения, так и внутри разреза. В целом эти образования характеризуются несколькими ассоциациями: пироксен-ильменитовой с магнетитом и гроссуляр-андрадитом, магнетит-ильменитовой с альмандином и гроссуляр-андрадитом, альмандин-ильменитовой с дистеном и существенно ильменитовой с альмандином и гроссуляр-андрадитом. Минералы-спутники алмаза (пироп, пикроильменит) встречаются повсеместно в небольшом количестве и в основном в классе –1 мм, сохранность минералов-спутников алмаза плохая.

Ботуобинской ГРЭ АК «АЛРОСА» в Средне-Мархинском и Муно-Тюнгском районах [233, 299] были изучены разрезы водораздельных отложений, представленные озерными фациями. Наиболее полные из них вскрыты скважинами в аномальных точках 5, 6, 7 (Н-153, Н-191, Т-66/1), расположенных на Накыно-Ханнинском водоразделе. Фаунистически охарактеризованный разрез на левом склоне р. Марха вскрыт скв. 5 (Н-153) с абс. отм. устья 225 м. На подстилающих отложениях тюнгской свиты нижней юры залегают снизу вверх (м) отложения.

1. Суглинки и супеси глинистые темно-серые и зеленоватые с редким гравием кремней, с прослоями песков мелкозернистых, полимиктовых 3

2. Алевриты черные углистые тонкогоризонтально-слоистые, с обилием растительных остатков (листья, стебли) и остатками фауны 1,4

3. Супеси и суглинки темно-серые, с примесью илистого материала, с редкими мелкими (5–10 см) линзочками песка бурого 1,6

4. Алевриты глинистые уплотненные, с тонкой горизонтальной слоистостью 2,2

5. Песок бурый мелкозернистый 0,3

6. Супеси и суглинки темно-серые с прослоями песков мелкозернистых полимиктовых (10–20 см) с включениями редкой гальки кремней. На отм. 9 м – валун (12 см) кремнистой породы хорошоокатанный и скопление гальки черных и розовых кремней размером 1–4 см. В подошве слоя – алевритистые отложения с многочисленными растительными остатками свежего облика 5,2

7. Пески глинистые, бурые с редким гравием кремнистых пород 1

8. Пески сильноглинистые, бурого и серого цветов, полимиктовые, с прослоями либо линзами илисто-глинистых образований. В подошве слоя (40 см) галечно-песчаные сильноглинистые отложения бурые. Галька и гравий мелкие, размером 1–2, реже 3–5 см, представлены кремнистыми породами и кремнями красного и черного цветов 0,6

9. Аргиллиты черные пористые с сажистым глинистым материалом – возможно, образования древних пожарищ 0,7

10. Илисто-глинистые и алевритистые отложения темно-серого цвета с редкой рассеянной галькой кремнистых пород, черных и красных кремней, реже халцедона, кварца 3

Общая мощность – 19,0 м.

Скв. 6 (Н-191) с отметкой устья 245 м также вскрыт разрез озерных фаций ханчалинской свиты. На подстилающих отложениях сунтарской свиты залегают снизу вверх (м) отложения.

1. Песчаные алевриты буровато-серые и темно-серые с включением мелкого гравия и растительных остатков, а также с тонкими прослоями торфяно-илистого материала 8,8
2. Пески и слабо сцементированные песчаники тонкозернистые до алевритистых буровато-серые кварц-полевошпатовые с включением кварцевого гравия. Отмечаются редкие мелкие валуны 3,5
3. Торф илистый бурый 1,5
4. Пески серые разнозернистые полимиктовые косослоистые с растительными остатками 5
5. Песчано-глинистые отложения буровато-серые, желтовато-серые с включением тонкого углефицированного растительного материала 1,4
6. Алевролиты и алевриты песчанистые буровато-серые с прослойками торфа .. 3,4
7. Алевриты илистые серовато-коричневые с включениями гравия кварца и кремней 2,7

Общая мощность – 26,3 м.

Перекрывается данный разрез лимниево-полюстринными образованиями голоценового возраста. Состав тяжелой фракции изучен по данным полного минералогического анализа шлихов из разреза скв. 7 (Т-66/1). Основным шлихообразующим минералом тяжелой фракции являются (%): ильменит (13–86), магнетит (от ред. зн. до 50), циркон (1–9), рутил (0,3–2,0), в количестве от единичных знаков до первых процентов встречаются альмандин, эпидот, ставролит, хромит. Иногда (гл. 29,5 м) шлих на 85 % состоит из минералов, генетически связанных с условиями осадконакопления – это пирит и халькопирит, замещающие органическое вещество растительных остатков с сохранением их внешнего облика (стеблей, веток и т. д.). Позднее эти сульфиды и растительные остатки замещались магнетитом. Магнетит присутствует также в виде землистых агрегатов. Кроме этих минералов в знаках и редких знаках встречаются гроссуляр-андрадит, роговая обманка, дистен, хлоритоид, моноклинный пироксен, шпинель, турмалин, сфен, лейкоксен, анатаз, барит, лимонит и сидерит.

Водораздельные отложения ханчалинской свиты относятся к категории алмазоносных формаций и являются площадными осадочными коллекторами кимберлитовых минералов. На левобережье р. Марха на Нижне-Накынской поисковой площади эти отложения являются главным, наиболее древним кайнозойским коллектором алмазов. Мощность свиты достигает 26,3 м.

Возраст аллювиально-озерных отложений определен на основании результатов палеокарпологических и микрофаунистических исследований, проведенных в Палеонтологической лаборатории Западно-Сибирского исследовательского центра (г. Новосибирск) палеоботаником Е. А. Пономаревой и палеонтологом И. И. Тетериной [299]. В скв. 5 (Н-153) среди древесных видов доминирует сосна, в меньшем количестве присутствует лиственница и в единичных значениях ива. Травы в основном представлены осоками (шесть видов), среди которых отмечены виды, известные как доминанты плейстоценовых флор Якутии и особенно показательны для флоры эоплейстоцена – раннего плейстоцена.

Все растения, определенные по ископаемым семенам и плодам, являются плейстоценовыми. Характерные и показательные виды неогена (плиоцена) в составе анализируемых образований не встречены. Состав растительности характеризует лиственнично-сосновый (таежный) тип с бедным травостоем, существовавшим в эоплейстоцене – раннем плейстоцене в период незначительного потепления климата. Необходимо отметить, что растительные остатки этого уровня имеют различную степень фоссилизации – от углефицированных до витренизированных, несут следы транспортировки крупномерных остатков (потертости, фрагментированность); много обломков семян (особенно крупных орешков осок); встречены угольки (следы пожаров), расщепы на концах кусочков древесины.

Кроме палеокарпологических были проведены и макрофаунистические исследования отложений, выделена фауна пресноводных моллюсков хорошей сохранности, которые населяют и современные водоемы исследуемого района. Такой видовой состав характерен для сильно заросших мелководий с надводной растительностью. Отмечается отсутствие в составе фауны явно плиоценовых видов.

В скважинах 7 и 6 (Т-66/1 и Н-191) среди трав отмечаются растения как ныне вымершие, так и наиболее распространенные в современной флоре исследуемого района. К первым относятся *Caulinia tenuissima* (*A. Br.* et *Magnus*) Tzv., *Dulichium* sp., *Carex* cf. *paucifloraeformis* V. Nikit., известный в составе флор плиоцена; ко второй группе растений принадлежат *Carex pauciflora* Lighft., *Scirpus silvestris* L., *Menyanthes trifoliara* L. и представители семейства *Ericaceae*, последние особенно характерны для флор плейстоцена и современной среднесибирской тайги. От флор из скв. 5 (Н-153) отличается видовым составом комплексов, восстановленным типом растительности и присутствием плиоценовых экзотов в составе ископаемых флор [233].

На данном этапе изученности водораздельные отложения сопоставляются с ханчалинской свитой эоплейстоценового возраста. В стратотипическом районе (междуречье Лены и Вилюя) отложения ханчалинской свиты выполняют понижения в рельефе и представлены песками и супесями. Вероятно, их можно рассматривать как синхронные отложения крупной озерно-аллювиальной равнины.

Верхнее звено

Тустахская свита (αEll*ts*). Аллювий. Выделена Г. Ф. Лунгерсгаузеном в 1957 г. со стратотипом в устье р. Тустаах (левый приток р. Лена). Закартирована в виде разрозненных фрагментов на р. Марха в качестве аллювия самых высоких террас [13]. Терраса эрозионно-аккумулятивная, плотиком служит сильно размытая неровная поверхность палеозойских и мезозойских пород. Относительная высота террасы – от 75 до 95 м, разрез террасы имеет двучленное строение. Нижняя часть русловой фации представлена галечно-гравийно-песчаными отложениями с псефитовой составляющей преимущественно кремнистого, реже карбонатного состава. Верхняя часть разреза русловой фации сложена песками полимиктовыми от мелкозернистых до грубозернистых, часто разнозернистыми с примесью гравийно-

галечной составляющей. Русловая фация имеет мощность от 1 до 12 м. Залегающая на русловой фации пойменная фация имеет мощность до 10,8 м и представлена преимущественно суглинками, супесями, илами. Минералы-спутники алмаза (пироп и пикроильменит) отмечаются почти повсеместно в незначительных количествах (пироп до нескольких десятков знаков, пикроильменит до первых сотен знаков при плохой их сохранности). Отложения слабо алмазоносны. Мощность аллювия колеблется от 1–2 до 15 м.

Практически все исследователи отмечают литологическое сходство отложений тустахской террасы и «водораздельных галечников», а также отсутствие геоморфологической границы между ними. Предполагается, что терраса образовалась за счет размыва и переотложения «водораздельных галечников». По данным В. И. Пищальникова [252], отложения этого уровня содержат, кроме плиоценовых широколиственных, СП нижнего и среднего неоплейстоцена.

Спорово-пыльцевой комплекс аналогичных отложений на соседних территориях отвечает ландшафтам полынно-разнотравных степей с березовыми колками и болотами, характерными для второй половины эоплейстоцена. На сопредельной территории тустахская свита вложена в «водораздельные галечники». Возраст тустахской свиты – верхний эоплейстоцен – дан в соответствии с Легендой Анабаро-Вилюйской серии 2009 г.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Представлено аллювиальными и аллювиально-озерными пеледуйской и оручанской свитами, слагающими цокольные террасы основных рек района.

Первая–пятая ступени

Талагайкинский горозонт. Пеледуйская свита ($a|pl$). Аллювий. Закартирована в качестве отложений пятой надпойменной террасы в долине р. Марха в 70–80 м выше поймы, частично сохранилась также в бассейнах средних течений рек Тюнг, Тюкян и Муна. Плотиком террасы на различных участках долин служат терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя и терригенные отложения юрского возраста.

Образования данной террасы развиты ограниченно на левобережье р. Марха ниже устья р. Ханння, ниже устья р. Накын имеют более широкое распространение. Разрез террасы имеет двучленное строение, но чаще присутствует лишь русловая фация. Русловая фация представлена галечно-гравийными с песком, реже, песчаными отложениями мощностью до 11 м, пойменная – суглинками, илами, реже супесями, иногда глинистыми песками мощностью до 10,7 м. Мощность террасы на р. Марха – до 14,4 м. В составе обломков преобладают кремни и кремнистые породы (40–80 %), отмечается появление обломков трапповой формации. Минералогический состав тяжелой фракции отличается преобладанием (до 70 %) в отдельных пробах моноклинного пироксена [95, 246]. Отмечено, что содержание пироксена резко увеличивается

вблизи выходов базальтов. Следующим по степени распространения является ильменит (8–65 %). Минералы-спутники алмаза отмечаются в отложениях террасы почти повсеместно в незначительных количествах (пироп – до нескольких десятков знаков, пикроильменит – до первых сотен знаков) при плохой их сохранности. Отложения слабоалмазоносны.

В верхнем течении р. Тюнг пеледуйская терраса сохранилась фрагментарно. Выработана в карбонатных породах нижнего палеозоя, высота плотика – от 20 до 40 м. Аллювий представлен суглинками с прослоями и линзами песка и с плохоокатанной галькой известняков, глинами с рассеянной галькой, в основании залегают галечники с песчано-алевритовым заполнителем. Общая мощность аллювия – до 3 м [209].

В среднем течении р. Тюнг они приурочены к относительным отметкам 65–70 м над урезом воды в реке и залегают на юрских породах. Разрез террасы вскрыт многочисленными шурфами [239] и имеет в большинстве случаев двучленное строение.

Верхний горизонт (4–6 м) представлен глиной голубовато-серого до бурого цвета с редкой галькой кремней темно-серого, кирпично-красного и черного цвета. Нижний горизонт сложен ржаво-желтыми глинами с повышенным содержанием кремнистой гальки, переходящими в галечники, мощность нижнего горизонта колеблется в пределах от 1,0 до 3,5 м. Минералогический состав тяжелой фракции шлихов из отложений террасы отвечает ильменитовой ассоциации. Минералы-спутники алмаза отмечаются часто в незначительном количестве (пироп до 10–30 зн., пикроильменит до 100 зн.) при плохой сохранности первичной поверхности зерен.

Возраст аллювиальных отложений пятой террасы как нижнечетвертичный определен на основании ее геоморфологического положения и обнаруженных в ее осадках спорово-пыльцевых комплексов [246]. Полученные спектры указывают на преобладание темнохвойных смешанных лесов и теплого влажного климата, предполагаемый возраст – конец раннего – начало среднего неоплейстоцена.

Лимноаллювий пеледуйской свиты (la|*pl*) выделен в долине р. Тюнг [192], где повсеместно залегают на юрских отложениях. Наиболее широко эти отложения развиты по левобережью р. Тюнг между реками Илин-Сала и Арга-Хоргоччума. Здесь, у восточной рамки листа Q-50-XXIV, ширина полей свиты достигает 10–18 км. Абсолютные ее отметки в восточной части территории составляют 190–220 м. Сохранившиеся фрагменты свиты, предположительно, принадлежат, к нижней части. Ниже приведен разрез свиты, вскрытый шурфом 3 (шурф 14) на правом склоне руч. Бугоркаан в 11 км от устья. Здесь под делювиальными образованиями залегают снизу вверх отложения (м).

1. Пески мелкозернистые коричневато-желтые в переслаивании с линзами глин серых комковатых и гравийников ..... 1,2 м
2. Пески глинистые коричневато-желтые, пятнами ярко-желтые с обломками сильно выветрелых сидеритовых концентраций ..... 0,6 м

Общая мощность – 1,8 м.

Озерно-аллювиальные отложения пеледуйской свиты формировались за счет разрушения в основном юрских толщ и, в незначительной мере, – нижнепалеозойских, чему свидетельство – состав грубообломочного материала и песчаной фракции. Тяжелые минералы представлены ильменитом, магнетитом с присутствием альмандина, рутила, дистена.

По результатам ГГС-200 [36, 42] эти отложения рассматривались как аллювий древнейшей размытой террасы раннего неоплейстоцена. Характерной чертой их является частая смена литологического состава как по разрезу, так и по простиранию, что объясняется неотектонической активностью района. В основании разреза залегают галечники, аналогичные по составу галечникам размываемых юрских пород мощностью до 2–3 м. Выше галечники постепенно переходят в пески мелкозернистые кварц-полевошпатовые, по минералогическому составу аналогичные юрским, мощность – 4–5 м. Верхи сложены плотными суглинками с единичной мелкой галькой кремней – до 2–5 м. Предполагаемая общая мощность не превышает 10 м.

В. В. Колпаков относил отложения на левобережье р. Тюнг к тустахской свите раннего неоплейстоцена [13].

По данным М. Н. Алексеева, на р. Вилюй в отложениях рассматриваемого стратиграфического уровня известны находки тираспольской фауны *Dicerorhinus merckii* (Jaeger), *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) раннего типа и *Eguns mosbachensis* Műsti, руководящей для раннего неоплейстоцена [2].

Шестая–восьмая ступени

Лебедский горизонт. Оручанская свита (a,l*or*). Аллювий. Выделена в долинах рек Мархa, Накын, Тюнг. Наиболее типичный разрез этой свиты, залегающий на склонах р. Мархa, представлен сверху песками с единичными гальками (до 2 м), а внизу – гравийно-песчаными отложениями мощностью до 6 м. Галька состоит из кварца, кварцитов, халцедона, кремней. Минералогический состав тяжелой фракции песков ильменит-магнетит-пироксеновый с лимонитом и гранатами. Постоянно присутствуют пиропы и пикроильменит. По р. Накын оручанская свита вскрыта скв. 7, пробуренной на аномалии Т-66/1 [299]. Здесь на отложениях ханчалинской свиты эоплейстоцена снизу вверх залегают (м) отложения.

1. Галечники буровато-серые. В составе галек преобладают окремнелые породы и кремни	1,3
2. Пески серые мелкозернистые и разнозернистые полимиктовые с включениями гравия и галек	1,4
3. Галечно-гравийно-песчаные отложения ожелезненные. Обломочный материал на 90 % представлен кремнями и кремнистыми породами	0,7
4. Суглинок коричневый с редкой мелкой галькой кремней	1,3

Общая мощность – 4,7 м.

В верхнем течении р. Тюнг к оручанской свите отнесены отложения второй террасы, залегающие на палеозойском цоколе. Аллювий представлен суглинками, песками с галькой и галечниками. Чаще в разрезе преобладают суглинки с линзами и прослоями песка, иногда косослоистого. Галечники, как правило,

маломощны. Вскрытый галечниковый горизонт максимальной мощностью (3,6 м) состоит из угловато-окатанной, плохо сортированной гальки известняков. Заполнителем служит песок ржаво-желтый, сильно ожелезненный, плохо сортированный, тонко- и мелкозернистый кварц-полевошпатовый [209].

Данные спорово-пыльцевого анализа из отложений IV террасы р. Марха указывают на холодную стадию среднего неоплейстоцена [246].

Возрастная принадлежность свиты к лебедскому веку раннего неоплейстоцена принята, исходя из ее стратиграфического положения и палеоботанических особенностей. За пределами листа в оручанской свите определен хазарский комплекс фауны [64].

Первая–восьмая ступени

Талагайкинский и лебедский горизонты. Педуйская и оручанская свиты нерасчлененные (a|*pl-or*). Аллювий. Эти образования выделены по результатам ГДП-200 [192] и представлены аллювиальными фациями относительно небольших рек, сохранились на небольших террасовидных площадках по долинам рек Тюкян, Малый и Средний Салакут, а также (участками) на Эйкском плато. Повсеместно перекрыты плащом глинисто-илистых образований и вскрыты рядом скважин колонкового бурения и шурфами. Мощности аллювия колеблются от 2,5 до 6,0 м. Ниже приведен разрез, вскрытый скв. 4 (24) на правом берегу р. Тюкян, где под покровными суглинками залегают снизу вверх (м) отложения.

1. Гравийники с разнозернистым песком, ржаво-коричневые 0,3
2. Глины уплотненные темно-коричневые до черных (за счет значительной примеси углефицированных растительных остатков) со слойками (1,5 см) песков глинистых темно-серых с примесью углефицированных растительных остатков 0,5
3. Пески глинистые ржаво-желтые мелкозернистые 1,7
4. Гравийники ржаво-коричневые, пятнистые. Гравийная и мелкогалечная фракция (до 30 %) состоит из угловатых слабоокатанных обломков лимонита, кремней, халцедонов, песчаников. Заполнитель – мелкозернистый песок 0,4
5. Пески глинистые ржаво-желтые тонко- и мелкозернистые с неясно выраженной слоистостью, прослойками (до 10 см) и присыпками по плоскостям наслоения илистого материала, слегка насыщенного слабоуглефицированным растительным детритом. В верхней части прослой (10 см) лимонитизированного песка оранжевого цвета с примесью гравия 1,3
6. Пески глинистые коричнево-желтые тонко- и мелкозернистые плохо сортированные неяснослоистые, с неровной поверхностью наслоения 1,9

Общая мощность – 6,1 м.

В ряде случаев эти аллювиальные отложения настолько насыщены железистыми минералами, что вошли в литературу под названием «железистых галечников». Породы обладают магнитной восприимчивостью (1500–3000×10^{-6}СГС) и фиксируются в виде аэромагнитных аномалий. Тяжелая фракция шлихов характеризуется лимонит-магнетитовой ассоциацией с незначительным количеством других минералов, в том числе пиропов до 25 знаков, пикроильменитов до 50 знаков на шлиховую пробу объемом 10 л.

В районе пос. Сунтар установлены костные остатки *Eguns* sp. архаичной формы (определение Э. А. Вангейгейм), указывающие на досредненеоплейстоценовый возраст [192].

Среднее звено

Первая–третья ступени

Тобольский горизонт. Бестяхская свита (la||*bs*). Лимноаллювий. Озерно-аллювиальные отложения, фрагментарно сохранившиеся в долине р. Тюнг, от устья р. Средний Салакут до устья р. Арга-Хоросунка. Кровля свиты повсеместно находится ниже современного вреза или на его уровне и большей частью перекрыта более молодыми отложениями. На правом берегу р. Тюнг в 12 км выше устья р. Малый Салакут представлена глинами с гравийниками в основании мощностью до 4 м. Обнажение посещалось и изучалось многими исследователями. По данным ГГС-200 [36], здесь разрез свиты имеет следующее строение снизу вверх (м).

1. Гравийники с мелкой (до 2 см) галькой. Галька и гравий хорошей окатанности представлены известняками, кремнями, халцедоном. Заполнитель – глины светло-серые, голубоватые 0,2
2. Глины темно-серые песчанистые с хорошоокатанной галькой (до 50 %) известняков, кремней, халцедонов 1,4
3. Глины неравномерно окрашенные с темно-серыми и желтовато-коричневыми пятнами, линзочками льда и остатками истлевшей древесины 0,5
4. Пески желтовато-коричневые глинистые мелкозернистые с чешуйками слюд и мелким гравием 0,3
5. Суглинки коричневато-серые плотные, тяжелые, вязкие с чешуйками слюд .. 0,6

Общая мощность – 3,0 м.

Отобранные из галечников шлихи характеризуются очень низким выходом тяжелой фракции ильменит-магнетитовой ассоциации.

Предполагается, что седиментация бестяхской свиты происходила за счет продуктов разрушения юрских толщ в довольно узком (7–15 км) водоеме озерного типа, вытянутом вдоль современной долины Тюнга от устья р. Илин-Сала и выходящим за южную границу площади [192]. В долинах рек Марха и Накын отложения этого возраста, возможно, имеются в погребенном состоянии под первыми, вторыми террасами и пойменными отложениями, но подобные отложения не вскрывались.

Н. И. Гогиной [36] в галечниках обнажения на правом берегу Тюнга обнаружены часть скелета *Mammuthus trogontherii* (Pohl) и кости *Felis spelaea* Goldt., *Coeodonta antiguitatis* (Blum). Эти виды характерны для тобольского века среднего неоплейстоцена.

В аллювии найдены костные остатки *Alces latifrons postremus* Vang. et Fler, *Coelodonta antiquitatis* (Blum), *Pantera spelaea* (Goldf.), *Mammuthus* cf. *chosaricus* Dubrovo, характерные для первой половины среднего неоплейстоцена. СПК характеризует растительность березово-ольховых, участками хвойных лесов (ландшафты межледниковья в предмаксимальное похолодание), что подтверждается находками древесины и шишек хвойных в основании свиты [76].

Среднее–верхнее звенья нерасчлененные

Среднее звено, пятая, шестая ступени – верхнее звено, первая ступень

Мавринская свита (la$_{II-III}$*mv*). Лимноаллювий на р. Тюнг впервые выделен авторами КЧО масштаба 1 : 1 000 000 листов Q-50,51 [13]. Свита имеет широкое площадное распространение по левобережью р. Тюнг и выходит за ее пределы в восточном и южном направлениях. Залегает на абс. отм. 170–195 м, при относительных превышениях над урезом воды р. Тюнг 40–50 м. Перекрывает отложения бестяхской и, частично, пеледуйской свит, местами залегает на юрских и кембрийских породах. Изучена слабо. На территории листа вскрывалась мелкими (до 1,5 м) картировочными шурфами при ведении ГС-200. Нижняя часть разреза свиты сложена песками, иногда с галькой, верхняя – суглинками, илами, торфом, с повсеместным присутствием льда. Неполный разрез нижней части свиты вскрыт на правобережье р. Арга-Хорогоччума в 4,5 км ниже устья руч. Кютюр-Юрях, где снизу вверх залегают образования.

1. Пески коричневато-желтого цвета мелкозернистые, слегка слюдистые. Встречаются линзы таких же песков как в слое 2, но светло-серой окраски 0,9
2. Пески коричневато-желтые мелкозернистые, слегка слюдистые, с рассеянным гравием и мелкой галькой кварца, кварцита, кремней, окремненных оолитовых известняков. Гравий и галька составляют до 25–30 % объема породы. Галька средней и хорошей окатанности, часто колотая 0,6

Всего по разрезу – 1,5 м.

Для отложений нижней части разреза свиты характерен низкий выход тяжелой фракции, до 85 % которой приходится на долю ильменита. Присутствуют : магнетит (8–10 %), лимонит (2–4 %), пироксен (до 6 %).

Верхнюю часть свиты характеризует разрез, вскрытый на левобережье руч. Кютюр-Юрях в 7 км от устья, где наблюдаются отложения (снизу вверх).

1. Песок светло-коричневый с бурыми пятнами, прослойками глинистый 1,6
2. Глина буровато-коричневая комковатая 0,6

Всего по разрезу – 2,2 м.

В составе тяжелой фракции шлихов преобладают ильменит, пироксены. Вытаивание льда, составляющего значительную долю разреза свиты, способствует развитию на ее поверхности типичных мерзлотных форм рельефа. Мощность свиты в пределах листа – около 4 м.

За пределами территории листа, на левобережье р. Хоруонка разрезы мавринской свиты вскрыты большим количеством скважин. Они представлены однообразными лессовидными алевритовыми песками светло-серой, желтовато-серой, темно-серой и светло-коричневой окраски. В разрезе с максимальной мощностью 62,8 м в основании свиты (6,0 м) вскрыты галечно-песчаные отложения русловой фации, содержащие высокие концентрации пикроильменита. Свита содержит палинокомплексы ширтинско-зырянского

горизонта, среди которых встречаются переотложенные миоспоры юрского и палеоген-неогенового возрастов. Палиноспектр отражает лесотундровую растительность с широко распространенными злаково-разнотравными и болотными ассоциациями [293, 300].

По данным из смежных районов по долине р. Лена установлено, что ложе под свитой неровное. Местами тыловой шов мавринской поверхности имеет бассейновые очертания, следуя извивам горизонтали, мощность отложений варьирует от недостаточной (5–10 м) до избыточной (более 60 м). Формирование свиты связано с подтоплением долины Лены, вызванное казанцевской трансгрессией.

Верхнее звено

Первая ступень

Казанцевский горизонт. Аллювий третьей надпойменной террасы (α^3 III kz). На р. Оленёк и ее притоках Силигир и Бэкэ высота террасы – 30–40 м. Терраса цокольная, высота цоколя – 20 м, сложен известняками кембрия. Аллювиальная толща состоит из илов, супесей, суглинков, алевритов, песков с небольшим количеством галечников. Сохранившаяся часть отложений на реках Оленёк и Силигир представлена песками с прослоями гравия и гальки мощностью 7 м. Галька состоит преимущественно из известняка (70 %), кремня и кремнистых пород (10 %), кварца, гранита и песчаника. Выше залегают разнозернистые серовато-бурые пески кварц-полевошпатового состава. Общая мощность аллювия – около 10 м. Третья терраса р. Бэкэ сложена суглинками и глинами, содержащими гальку карбонатных пород, мощность – 7 м.

Тяжелая фракция отложений третьей террасы на р. Силигир представлена ильменитом, пироксеном, альмандином, магнетитом. Тяжелая фракция из террасы р. Бэкэ на 100 % состоит из лимонита.

Спорово-пыльцевые комплексы из аллювия характерны для верхов среднего – низов верхнего неоплейстоцена. Фауна моллюсков содержит формы, характерные для третьих террас Сибири и Дальнего Востока. В целом комплекс фауны относится к бореальному послеледниковому времени. Возраст террасы определяется по ее положению выше датированной каргинской второй террасы [271].

На реках бассейна Вилюя третья казанцевская терраса развита фрагментарно. На р. Вилюй отложения казанцевского горизонта развиты весьма ограниченно, они фрагментарно сохранились на левобережье среднего течения. Представлены озерными суглинками темно-серыми гумусированными горизонтально-слоистыми мощностью от 1,5 до 8 м [64, 290].

На р. Мархa фрагменты террасы, выделенные по геоморфологическому положению, плохо коррелируются между собой по составу и строению и повсеместно перекрыты покровными образованиями [246]. За пределами листа на р. Мархa известна находка М. Н. Алексеева (1958 г.) зуба *Mammuthus trogontherii* (Pohl.), датируемая началом позднего неоплейстоцена. Спорово-пыльцевые пробы, отобранные из разреза третьей террасы, сходны между собой и характеризуют относительно теплое время межледниковья позднего плейстоцена (заключение Н. В. Ермоловой). Таковым могло быть казанцевское межледниковье [192].

Третья ступень

Каргинский горизонт. Аллювий второй надпойменной террасы (a^2III kr) развит в долинах всех крупных рек региона. По р. Марха разрез аллювия сложен супесями, торфами илистыми, галечниками и гравийниками. Почти повсеместно присутствуют пластовые и жильные льды. Полная мощность достигает 16 м. Чаще отмечаются лишь фрагменты разрезов мощностью 2–5 м. На правобережье р. Марха против устья р. Хання наблюдается разрез [192], где на карбонатных породах нижнего ордовика залегают снизу вверх (м) отложения.

1. Гравийники песчано-галечные, аналогичные слою 3 2,4
2. Илы темно-серые тонкослоистые льдистые (5–10 %) со слойками (1–3 мм) песков тонкозернистых 1,1
3. Гравийники песчано-галечные (гравий 58 %, галька 33 %, глинистый песок 9 %) темно-серые. Петрографический состав псефитовой фракции однообразный (%): кремни и окремненные породы – 56, известняки и доломиты – 25, кварц – 16, долериты – 3. Размер галек 2–5 см, окатанность плохая 0,7
4. Пески глинистые серые до темно-серых, мелко-среднезернистые полимиктовые с редкой слабо окатанной галькой кремней 7,0
5. Суглинки темно-серые плотные льдистые 4,8

Всего по разрезу – 16,0 м.

Аллювий второй надпойменной террасы р. Хання прослеживается от ее устья до устья р. Андай. Мощность его – до 8 м. В верхних частях разреза значительная роль принадлежит илу и торфу, в чем прослеживается сходство с разрезами этого же аллювия, вскрытых по левобережью р. Марха в районе приустьевой части р. Накын. Аналогичные разрезы аллювия в верховьях рек Конончан, Ике, а также по руч. Улардан, имеют двучленное строение с суглинками и супесями в верхней (пойменной) части и галечниками в нижней. Мощность – до 5 м.

Тяжелая фракция шлихов аллювия второй надпойменной террасы р. Марха представлена в основном магнетит-ильменит-пироксеновой ассоциацией с альмандином, гроссуляром и аутигенным лимонитом.

В составе отложений второй надпойменной террасы по р. Тюнг и в нижних течениях ее крупных притоков отмечаются галечники, пески, илы, суглинки. В разрезе на левом берегу р. Тюнг, в 2,3 км выше устья р. Куду [192] на глинистых песчаниках сунтарской свиты нижней юры залегают снизу вверх (м) образования.

1. Галечники желто-коричневые с песчаным (прослоями суглинистым) заполнителем. Содержание по фракциям (%): галька – 85,2, гравий – 7,1, песок – 3,4, глина – 3,3. Размеры галек в пределах 1–3 см, реже 5 см, окатанность хорошая. Петрографический состав гальки и гравия – кремни, кварц, кварцит, песчаники, известняки 1,6
2. Лед с вертикальными трещинами, выполненными глиной 0,2
3. Глины голубовато-серые плотные с тонкими линзочками льда и редкими обломками древесины 0,5
4. Суглинки (почти супеси) с рассеянной по всему слою галькой (до 5 %) кремней, кварца, кварцитов 1,2

5. Глины коричневато-серые плотные, вязкие, с единичной галькой кремней и песчаников в верхней части 0,6

Всего по разрезу – 4,1 м.

Тяжелая фракция шлихов из аллювия второй надпойменной террасы характеризуется магнетит-лимонит-ильменитовой (более 60 %) ассоциацией. Присутствуют пироксен, рутил, циркон, эпидот, альмандин и другие минералы.

На юго-востоке территории, в долинах рек Чильли, Тюкян и Тюнг терраса протягивается невыдержанной по ширине полосой вдоль левого борта. Терраса цокольная, плотиком служат юрские и меловые породы. В разрезах выделяются русловая и пойменная фации. Русловая фация сложена гравийно-галечным материалом с единичными валунами, заполнителем служат глинистые пески. Галька представлена устойчивыми разновидностями: кварцем, кремнями, окремненными породами, халцедоном и кварцитами хорошоокатанными. Валуны сложены кварцем. Содержание обломков местных неустойчивых пород – 0–33 %, преобладают обломки углей (0–27 %). Мощность русловой фации – 0,4–0,8 м.

Пойменные фации сложены песками глинистыми полимиктовыми с маломощными прослоями ила и крошкой каменного угля, с многочисленными остатками плохо сохранившейся древесины и растительных остатков, мощность – 7–8 м. Общая мощность аллювия – 5–12 м.

На севере листа вторая терраса изучена на реках Оленёк, Силигир, Бэкэ и Сенкю. В составе аллювия на р. Оленёк четко выделяется пойменная фация, представленная преимущественно алевритами с линзочками и гнездами торфа, прослоями растительного детрита и обломками древесины. Встречаются редкие неокатанные и угловато-окатанные обломки известняков. Мощность – 6–7 м. Русловая фация сложена грубым галечно-щебнистым материалом, состоящим из несортированных и плохоокатанных обломков известняков с суглинистым и супесчаным заполнителем, мощность – от 8 до 14 м. Вторые террасы в долинах рек Силигир и Сенкю имеют аналогичное строение.

Несколько отличный разрез характеризует террасу на р. Бэкэ. В составе аллювия преобладают суглинки. В верхней части – в переслаивании со льдом и включениями мелкого детрита и обломков древесины, ниже появляются дресва и щебень известняков. В основании выделяется базальный горизонт суглинисто-галечного состава с элементами слоистости, мощность – около 5 м.

Возраст террасы – каргинский – на основании радиоуглеродного анализа древесины из аллювия второй террасы бассейна р. Оленёк, где получены даты от 43 до 46 тыс. лет [271]. На Мархе, несколько южнее территории листа, для отложений второй террасы получены даты ^{14}C от 50 до 43 тыс. лет. Там же обнаружена фауна верхнепалеолитического комплекса позднего типа [13].

Вторая–четвертая ступени

Эйкская свита (LIII*ej*). Лессоид. Распространена в центральной части листа, где перекрывает плоские поверхности водоразделов с абс. отм. от 350 до 260 м, закономерно снижающиеся на юго-восток–восток, в сторону Вилюйской впадины. На северо-востоке свита прослеживается до верховьев р. Муна, занимая водоразделы Мархинско-Мунского плато. Такое положение

свиты отвечает северо-западной краевой части распространения юрских отложений на юго-восточном склоне Мунского свода. Для эйкских отложений характерен покровный характер залегания, они почти повсеместно смыкаются со склоновыми делювиальными суглинками повышенной мощности (до 6 м) и таким образом, как бы плащеобразно перекрывают водоразделы.

Залегают образования эйкской свиты на размытой поверхности пород верхнего кембрия и лейаса, нередко формируясь за счет подстилающих стратиграфических горизонтов. Разнообразие литологических типов эйкских образований связано как с литологическими разновидностями подстилающих толщ, так и с общим характером развития региона в квартере.

Представлена свита сильно льдистыми суглинистыми и глинисто-илистыми осадками от темно-серого и синевато-темно-серого до желтовато-темно-серого цвета, вязкими и плотными («тяжелыми») с торфом, с примесью галечников или щебня подстилающих пород. Гранулометрический состав глин на 27 % представлен тонкопесчаной, на 33 % – алевритовой и на 40 % – пелитовой фракциями. Наиболее распространенные мощности разрезов 1,5–4,5 м, в отдельных случаях достигают 8–12 м. На поверхности свиты (при вытаивании льда) образовался своеобразный «полигональный» с термокарстом рельеф, благодаря которому она уверенно дешифрируется на КС. Петрографический состав псефитовой составляющей эйкских отложений всецело зависит от подстилающего их субстрата и отложений близко расположенных возвышенностей. При залегании на юрских отложениях или вблизи возвышенностей, сложенных этими образованиями, обломочный материал эйкской свиты на 70–80 % представлен кремнями серыми, беловато- и светло-серыми, темно-серыми и черными и, в значительно подчиненном количестве, кирпично-красного и горчичного цветов; известняки и окремненные известняки составляют до 20–25 %, кварц, кварциты и траппы – 2–3 %. Отмечается сходство минералогического состава эйкских образований и юрских пород, у них почти не отличается состав шлихов, кроме отсутствия в эйкских образованиях глауконита, характерного для юры. При залегании на карбонатных породах кембрия, основная масса обломков имеет карбонатный состав, в подчиненном количестве присутствуют кремни и кварциты.

Выход тяжелой фракции очень мал, не более 0,003–0,008 кг/м^3 и отличается непостоянством минералогических ассоциаций, при неизмененной доминирующей роли магнетита и ильменита. Минералы-спутники алмаза содержатся в отложениях свиты практически по всему разрезу, но чаще в незначительном количестве и с плохой сохранностью первичной поверхности. По своим морфологическим особенностям эти спутники близки к таковым из юрских отложений. В отложениях свиты в районе оз. Эйик обнаружен один кристалл алмаза.

Многочисленные разрезы скважин показывают, что эйкские образования весьма разнообразны по своему генезису. Здесь встречается элювий, сформировавшийся на юрских породах, переслаивающиеся делювиальные, озерные и болотные отложения.

Формирование покровных образований происходило на фоне меняющихся физико-географических условий. Основными факторами являлись повышенное увлажнение, вероятно, обусловленное подтоплением на фоне похолода-

ния, что вызвало накопление озерных осадков с сингенетичными пластовыми льдами. Впоследствии осадки подверглись мерзлотной переработке. Они неоднократно прорастали, разжимались и распучивались ледяными клиньями. Обратный процесс вытаивания льда вел к просадкам поверхности, ее обводнению, обратному перемещению материала, к появлению новообразований в виде ила и торфа. Значительную роль в перемещении материала играла солифлюкция.

В зависимости от генезиса осадков и части разреза, из которых были взяты пробы на спорово-пыльцевой анализ, палинологи приходят к разным, а иногда и прямо противоположным выводам о климате и, соответственно, о возрасте эйкской свиты.

По данным В. И. Шаталова [299], выделенные спорово-пыльцевые комплексы характеризуют тип растительности перигляциальных зон. Преобладает пыльца недревесных растений (24–66 %): полыни, злаковых, вересковых, осоковых, гвоздичных, маревых. Среди древесно-кустарниковых пород преобладает пыльца кустарниковой березы (до 15 %). В малых количествах (до 2,5 %) присутствует пыльца сосны. Доля спор в спектрах составляет до 42 % (зеленые и сфагновые мхи, кочедыжниковые папоротники). Палинолог Н. В. Ермолаева делает вывод, что «спорово-пыльцевые спектры холодные или перигляциальные». Е. А. Пономарева, проводившая карпологические исследования проб (Q-50-XV), отмечает присутствие остатков растений различной экологии: водные – различные виды *Potamogeton* и *Myriophylum*; болотные – *Carex, Heleocharis R., Ranuneulus sceleratus L., Ericaccae* и др.: мезофиты – *Polygonut lahathifolim L., Chenopodium glacum L., Ch. rubrum L., Potentilla* sp. Показательно совместное присутствие относительно теплолюбивых и холодолюбивых видов.

Авторы ГК-200 [33] приводят следующие данные: для нижней части разреза характерен лесной спектр с резким преобладанием (92 %) пыльцы ели, сосны и пихты, что свидетельствует о более теплом и влажном климате, чем современный. Выше по разрезу этот спектр постепенно замещается лесотундровым и тундровым с преобладанием пыльцы трав и спор мхов и папоротников.

В некоторых разрезах обнаружены диатомеи четвертичного возраста, среди которых руководящими являются *Pinnularia viridus* sp., *Eunotia praerupta* (Hust), *Navicula amphibola* (Hust), которые указывают на накопление отложений в пресных бассейнах. Подобное сочетание видов наиболее свойственно озерным отложениям конца четвертичного периода.

На листе Q-50-XXIII, в бассейне р. Малый Салакут в двух образцах, взятых из нижней части покровных отложений, были обнаружены обломки диатомей плиоценового возраста, наряду с которыми были встречены представители морской диатомовой флоры *Coscinodicus marginatus.*

На берегу оз. Эйик найдены костные остатки *Mammonteus primigtnius* Blum., что свидетельствует о позднечетвертичном времени образования вмещающих отложений. Возраст эйкской свиты в настоящее время принимается как муруктинско-сартанский позднего неоплейстоцена. При этом, если учесть теплый, бореальный спектр растительности в основании разреза и морскую диатомовую флору, можно предположить, что формирование свиты началось в казанцевское время.

Муруктинский, сартанский горизонты нерасчлененные. Лессоид. Едомная фация (LIIImr–sr) представлены пылеватыми покровными отложениями, родственными лессу, но отличными от лесса меньшими диагенетическими изменениями и высоким содержанием повторно-жильного льда, занимающим более 50 % объекта. В ячеях главенствующей ледяной решетки заключена темно-серая, коричневато-серая или серая супесь, местами переходящая в суглинок или в тонкозернистый песок. В супеси содержатся корешки трав в прижизненном положении, обычны кости животных верхпалеолитического комплекса позднего типа.

Отложения широко распространены на юго-востоке территории листа, приурочены к осевым частям водоразделов, подстилаются мезозойскими и эоплейстоценовыми породами. Выделяются на КС характерным бугристо-западинным рельефом с довольно обширными термокарстовыми озерами. Вскрыты шурфами и скважинами на водоразделе рек Тюнг и Тюкян [250]. Верхняя часть разрезов представлена суглинками или суглинисто-илистым материалом мощностью до 6 м. Ниже залегают глины или глинистые супеси горизонтально-слойчатые мощностью 3–4 м. Максимальная вскрытая мощность – 9,5 м.

Возраст – более молодой, чем казанцевский – определяется по налеганию на мавринскую свиту. Ряд радиоуглеродных датировок (более 50 тыс. лет), полученных за пределами территории на р. Алдан, позволяет относить начало формирования покрова к муруктинскому времени. Аналог рассматриваемым отложениям можно видеть в едомной свите, зырянско-сартанский возраст которой определен в разных районах по многим признакам. Сартанская составляющая определена на р. Линде датировкой 14 500 лет. Каргинская составляющая определена на р. Алдан [13].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ЧЕТВЕРТАЯ СТУПЕНЬ – ГОЛОЦЕН, НИЖНЯЯ ЧАСТЬ

Аллювий первой надпойменной террасы основных рек ($a^{1}III sr–H^{1}$) прослеживается непрерывными, довольно широкими полосами по долинам рек на юго-востоке территории листа в пределах Вилюйской впадины и в нижнем течении р. Мархa. На остальной территории первая терраса развита фрагментарно на крутых излучинах и в локальных впадинах, с которыми связаны расширения долин.

В долинах рек Тюнг, Тюкян, Чильли, Конончан терраса преимущественно цокольная. В большинстве разрезов выделяются русловая и пойменная фации. Первая сложена галечно-гравийным материалом с песчаным заполнителем (до 70 %). Галька и гравий хорошо окатаны, представлены устойчивыми породами: кварцем и кремнями, в редких разрезах в составе обломков встречаются местные мезозойские породы. Выше выделяются пески глинистые, полимиктовые, с линзами и прослоями галечно-гравийного материала. Пойменная фация представлена мелкозернистыми песками, суглинками, глинами горизонтально-слойчатыми, с редкой галькой устойчивых пород. Мощность отложений первой террасы – до 12 м.

На севере района, в долинах рек Муна и Тюнг нижняя часть разреза сложена гравийно-галечниковым материалом с примесью глины, выше залегают

суглинки и глины с большим количеством плохоокатанных обломков известняков. Мощность отложений – 8–10 м.

Разрез аллювия первой надпойменной террасы р. Марха, вскрытый на левом берегу, в 3 км выше устья р. Ханя, залегает на цоколе, сложенном карбонатными породами нижнего ордовика. Здесь снизу вверх залегают отложения (м).

1. Пески гравийно-галечные буровато-серые. Содержание гальки и гравия – 50–60 %. Галька мелкая – до 3 см. Псефитовая фракция представлена кремнями и окремненными породами, известняками и доломитами, роговиками, кварцем, долеритами 3,2

2. Суглинки темно-серые плотные со слойками (1–2 см) льда и песка серого среднезернистого 3,7

3. Суглинки темно-серые вязкие тонкослоистые (слоистость подчеркивается тонкими (до 1 мм) линзочками льда) с редкой мелкой (до 1,5 см) галькой известняков и доломитов 0,6

Всего по разрезу – 7,5 м.

Минералогический состав тяжелой фракции шлихов из отложений первой террасы на р. Марха характеризуется пироксеновой ассоциацией, а на р. Тюнг – существенно ильменитовой. Отложения слабо алмазоносны.

Возраст отложений принят на основании следующих данных: в районе пос. Заозёрный на р. Марха найдены кости позднеоплейстоценовой фауны: *Rangifer tarandus* L., *Mammuthus primigenius* Blum., *Bos* sp., *Eguus* sp., *Rhinoceras* sp.; датирование отложений радиоуглеродным методом находится в пределах 12 700 ± 150 лет (ГИН-897) – 10 400 ± 400 лет (ГИН-912) [139]. На основании изложенного, аллювий первой надпойменной террасы относится ко второй половине сартанского века неоплейстоцена – первой половине голоцена.

ГОЛОЦЕН

Аллювий русла, поймы и пойменных террас (αH^{2+3}). Литология, мощность и характер распространения этих отложений зависят от крупности и гидродинамики водотока, характера неотектонических движений, литологии субстрата. На Северо-Сибирском плато и особенно в пограничной зоне с Вилюйской впадиной, характеризующихся высокой неотектонической активностью, долины рек глубоко врезаны в карбонатные коренные отложения, глубинная эрозия преобладает над аккумуляцией, часто встречаются участки с коренным ложем, лишенные руслового аллювия. Грубообломочные русловые отложения маломощны, пойменные отложения встречаются на небольших отрезках, в излучинах, мощность – в пределах первых метров, представлены песками, торфяно-илистыми осадками, глинами, суглинками.

В пределах Вилюйской впадины во всех реках хорошо развиты пойменные и русловые отложения. Представлены они галечниками, гравийниками, песками, торфяно-илистыми осадками, глинами, суглинками, льдами. Мощность – до 16 м. На малых водотоках мощность голоценовых отложений находится в пределах 3–6 м. Максимальные значения установлены для аллювия р. Марха. Аллювий высокой поймы р. Марха, вскрытый шурфом на левом ее

берегу, в 5 км ниже устья р. Ханя залегает на карбонатных породах нижнего ордовика (снизу вверх, м).

1. Галечники песчано-гравийные серые. Псефитовая фракция составляет 55–60 %. Большинство галек размером 2–3 см хорошей окатанности. Петрографический состав гальки и гравия – кремни, окремненные породы, известняки и доломиты, кварц, кварциты, халцедон 2,1
2. Ил темно-серый песчанистый, льдистый горизонтально-слоистый, с обломками древесины 10,1
3. Ил торфянистый темно-серый льдистый 1,1

Всего по разрезу – 13,3 м.

Отмечено повсеместное присутствие в тяжелой фракции минералов кимберлитов в различных концентрациях – от редких знаков до контрастных потоков рассеяния.

Пойменные отложения охарактеризованы радиоуглеродной датой 6700 ± 50 лет [13]. В русловых и пойменных отложениях рек Бэкэ, Улах-Муна, Марха найдены пресноводные моллюски, характерные для современного отдела. спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует об умеренном климате, близком к современному [32].

Лимноаллювий (laH) выполняет широкие плоские днища долин с развитой по ним цепью проточных озер. Отложения представлены глинисто-илистым материалом, песками, иногда с мелкой галькой и гравием и прослоями торфа. Илы глинистые и песчанистые грязно-серые, с многочисленными растительными остатками бурого цвета. Глины бурые и серые комковатые, льдистые, песчанистые, с редкой галькой. Пески желтые глинистые, олигомиктовые средне- и мелкозернистые включают гравий и гальку. Мощность отложений достигает 7 м.

Лимний и палюстрий (l,plH). Биогенные озерные отложения распространены по всей территории. Развиты на плохо дренируемых плоских водоразделах, в долинах мелких ручьев и в верховьях рек, берущих начало на Эйкском плато. Представлены торфом, торфянистыми илами, глинами, почти постоянно присутствует лед пластовый или прожилковый. В подошве их обычно залегают элювиально-делювиальные образования или русловые пески и галечники, или же породы субстрата. Ниже приведен разрез биогенных отложений, выполняющих дно долины верховьев р. Чильли. Здесь на алевролитах якутской свиты залегают снизу вверх (м) отложения.

1. Лед серый со слойками торфа и ила 2,5
2. Гравийники песчанистые серые с редкой мелкой галькой кремней, кварца, аргиллитов 0,4
3. Супеси серые с единичной рассеянной галькой 0,3
4. Ил торфяно-песчанистый темно-серый льдистый 2,3

Всего по разрезу – 5,5 м.

Отдельные разрезы биогенных образований отличаются насыщенностью разнообломочным растительным детритом.

Мощность отложений – от 4 до 22 м (максимальная на р. Марха). Возраст определяется по СПК.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ГОЛОЦЕН

Аллювий, лимний и палюстрий (a,l,plIII–H) выделяются в котловинах и долинообразных понижениях, ограниченных траппами, в юго-западной части листа. На сопредельных территориях подобные отложения, вскрытые поисковыми скважинами, имеют мощность до 40 м, представлены в верхней части разреза переслаивающимися супесями, суглинками с гравием и галькой кварц-кремнистого состава и со щебнем и дресвой выветрелых долеритов. Ниже в составе преобладают пески и алевриты с растительными остатками. Ближе к основанию разреза в песках, наряду с растительными остатками, опять появляется дресва выветрелых долеритов. По результатам проведенных палеокарпологических исследований по пробам из керна скважин установлен неоплейстоцен-голоценовый возраст [295].

На территории листа Q-49 аналогичные отложения предлагается выделить в болотнинскую свиту полигенетического генезиса, сложенную аллювиальными, озерными, болотными, делювиальными и солифлюкционными сильноглинистыми песками, глинистыми алевритами, глинами с примесью песка и гравия. Присутствуют маломощные прослои гравелитов, галечников, торфа, мощность свиты – от 5 до 74 м. Нижняя часть содержит спорово-пыльцевой комплекс умеренно теплого климата межледниковья позднего неоплейстоцена [18].

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На площади листа представлены разностями, характеризующими денудационные процессы. Образование их происходило одновременно с формированием современной гидросети, т. е. приурочено к эрозионно-денудационной стадии развития рельефа, начавшейся в эоплейстоцене и продолжающейся в настоящее время. Кроме того, к нерасчлененным образованиям отнесены железистые галечники, выполняющие карстовые депрессии, также связанные с современной гидросетью.

Иллювий (iE–H). Данные образования по своему геоморфологическому положению и составу занимают особое положение среди рыхлых отложений исследуемого района. Галечники распространены в пределах Северо-Сибирского плато, в северной части исследуемой площади, на склонах либо в днищах долин рек Муна, Улах-Муна, Тюнг, Арга-Тюнг, Малый Салакут.

Впервые железистые галечники в карстовых воронках были изучены А. А. Горбуновым в 1956 г. в долине р. Улах-Муна, где в процессе магнитометрической съемки были зафиксированы магнитные аномалии порядка 80–300 гамм. Всего было обнаружено 14 магнитных аномалий в пределах днища и на левом борту р. Улах-Муна и на левом склоне долины р. Муна. Все аномалии имеют незначительные размеры и только две аномалии в долине р. Улах-Муна отличаются большими размерами (300 × 200 и 120 × 80 м). Породы были названы «железистыми конгломератами» и выделены А. А. Горбуновым в са-

мостоятельную «улаах-мунскую свиту юрско-четвертичного возраста» [183]. Карстовые депрессии образуют единое поле размером 1250 × 300 м, вытянутое вдоль долины реки. В руслах галечники перекрыты с размывом толщей пойменного аллювия мощностью от 2,5 до 6,0 м. Причем в некоторых случаях дно расположено ниже коренного ложа современного русла реки. Глубина воронок – до 11 м. Представлены железистые галечники гравийно-галечным, реже валунным материалом и неокатанными обломками пород. Подавляющая масса гальки состоит из кремнистых разностей (кремней и окремнелых оолитовых известняков). В значительно меньших количествах встречается галька кварца, кварцита, кварцитовидного песчаника; еще реже наблюдается галька халцедона, долерита и обломки сильно ожелезненных кимберлитов. Цементирующая масса – глинисто-железистая, вишнево-красного или желто-бурого цвета. В классе –8 мм много лимонитового и магнетитового гравия. Сортировка, слоистость в галечниках отсутствует. В классе –2 мм присутствуют пикроильменит, пироп до 10 знаков, хромдиопсид и оливин в единичных знаках на пробу. Содержание алмазов – 0,02–0,12 кар/м^3.

Аналогичные отложения в карстовых воронках были обнаружены при проведении магнитометрической съемки в верховьях ручья левого притока р. Муна. В результате съемки на правом склоне долины этого ручья были установлены три магнитные аномалии размером 6 × 12, 20 × 40 и 10 × 20 м с интенсивностью магнитного поля соответственно в 60, 330 и 120 гамм. Аномалии имеют овальную форму, несколько вытянутую в северо-западном направлении. Обусловлены они сильно разрушенными железистыми конгломератами. Железистые галечники представляют собой довольно однообразную, сильно выветрелую и ожелезненную толщу, состоящую из гравийно-галечного, реже валунного материала, в разной степени сцементированного глинами. Основная масса гальки представлена кремнистыми породами (80 %), реже встречаются кварц, кварцит, песчанистый известняк, еще реже – долерит. Гравийный материал хорошо- и среднеокатан. В его составе много гематита и лимонита, реже встречается магнетит.

На левом склоне долины р. Муна, в 30–40 км ниже устья р. Улах-Муна [304] железистые галечники заполняют многочисленные карстовые воронки размером от 50 × 100 до 50 × 250 м. Галечники вскрыты шурфами 1 и 2 глубиной до 20 м (шурфы 57, 64). Перекрыты они слоем элювиально-делювиальных образований мощностью от 1 до 3 м. Вскрытая мощность железистых галечников – от 3 до 20 м. Представлены они довольно однообразным сильновыветрелым галечно-гравийно-песчаным материалом со щебнем и дресвой карбонатных пород, сцементированным глиной. Гранулометрический состав образований характеризуется преобладанием глинистой фракции – 40 %, песчаная фракция составляет 11 %, гравия – 24 %, гальки – 25 %. Галька обычно хорошо окатана, преобладает галька размером 2–3 см. Основная масса гальки представлена кремнистыми породами (80 %). В составе гравийного материала преобладают магнетит и лимонит. Глинистый цемент пропитан окислами железа.

Минералы-спутники алмаза содержатся по всему разрезу железистых галечников, причем количество пиропов составляет от десятков до 50 знаков на шлиховую пробу, а пикроильменита – до 100 знаков и более, при этом

среди пикроильменитов в большом количестве содержатся зерна II класса сохранности. Кроме того, отмечаются зерна циркона и оливина. Содержание алмазов – от 0,001 до 0,01 кар/м^3.

Отмечается пространственная связь железистых галечников и алмазоносных россыпей в бассейне верхнего течения р. Муна. При этом геологосъемочными работами было установлено, что в целом ряде случаев четвертичной гидросетью галечники перемывались вплоть до полного их размыва. Предполагается, что промышленные россыпи на Улах-Муне и в верховьях Муны образовались за счет перемыва карствыполняющих железистых галечников [155].

Железистые галечники, вскрытые в долине р. Тюнг [239], имеют несколько другие характеристики. Залегают они на слабонаклонной в сторону русла поверхности и имеют в плане форму овалов, вытянутых в СЗ и СВ направлениях, размером 400–500 × 100–150 м. Мощность отложений колеблется от 1,5 до 3,5 м, достигая максимума – 4,3 м. Крупнообломочная фракция галечников сложена в основном карбонатными кембрийскими породами, гравийная и более мелкая фракция – кремнистыми образованиями. В классе –4+1 мм лимонит-магнетитовый гравий составляет 30–40 %. Отложения слабосцементированные, ржаво-бурого цвета. Отмечается хорошо выраженная слоистость отложений и горизонтальная ориентировка гальки. Минералы-спутники алмаза встречены по всему разрезу образований с максимальным содержанием пикроильменита до 70 знаков, пиропа – до 30 знаков на шлиховую пробу. Два знака пикроильменита размером –1 мм отнесены к I классу. Содержание алмазов – 0,021 кар/м^3.

Железистые образования р. Арга-Тюнг [74], расположенные чуть выше ее среднего течения на участке долины протяженностью 30–40 км, образуют линейно-аномальные поля размером 2–3,5 км × 50–300 м. Чаще всего эти поля развиты в днище долины и, в меньшей степени, на ее склонах. Они имеют субмеридиональное и северо-западное простирание, отвечающее простиранию основных разломов района. Средняя мощность железистых галечников, вскрытых на левом склоне реки, составляет 8–10 м. Перекрыты они слоем элювиально-делювиальных суглинков – до 2 м. Отложения по всему разрезу пропитаны гидроокислами железа и имеют ржаво-бурый цвет. Галечный материал представлен аутигенными оолитами и пизолитами гидроксидов и безводных оксидов железа. Предполагается, что они переотложены из юрских отложений. Минералы-спутники алмаза содержатся в единичных знаках и имеют плохую сохранность. На основании анализа СП предполагается, что отложения карстовых воронок на склонах долины имеют позднеюрский и поздненеоплейстоценовый возраст, а в днище долины – голоценовый [154].

В долине р. Малый Салакут [303] железистые галечники залегают на выположенной поверхности склона и представлены песчано-галечно-гравийно-глинистым материалом мощностью от 3 до 4 м. Перекрыты они слоем в 2–4 м элювиально-делювиальных суглинков. Количество пиропов в этих отложениях достигает 25 знаков на шлиховую пробу, из них встречаются редкие зерна II класса износа. Пикроильмениты присутствуют до 50 знаков и более на шлиховую пробу, выделяются зерна I класса сохранности в количестве до 50 знаков на пробу.

Мощность железистых конгломератов в карстовых воронках не выдержана, в некоторых воронках превышает 20 м.

Вопрос о возрасте этих образований остается открытым. Остатки фауны или флоры в описываемых конгломератах не обнаружены. Присутствие гальки долеритов указывает на послеюрский возраст. Поскольку они повсеместно перекрыты верхненеоплейстоценовыми и голоценовыми отложениями, рядом авторов предполагается *юрско-четвертичный* возраст [183].

Отмечается, что вещественный состав и геоморфологическая позиция «железистых конгломератов» принципиально подобна высокоалмазоносным билляхским «реликтовым галечникам», для которых к настоящему времени принят *позднеплиоценовый* возраст.

Всеми исследователями подчеркивается пространственная и генетическая связь карстовых депрессий с системами ручьев, трассирующих разломы, активные на неотектоническом этапе. Об этом свидетельствуют замеры трещиноватости, выполненные на вскрытых карьерами трубках кимберлитового поля, а также проявления современной тектонической активности в горных выработках. В стенках некоторых разведочных канав на трубках вскрываются дислоцированные и активно «выветрелые» зоны (окрашены в рыжие цвета, порода легко разрушается), ориентированные близко к простиранию указанных мелких ручьев. В пределах этих зон в днищах затопленных канав отмечена современная дегазация, фиксируемая множественными выходами на поверхность пузырьков газа [154].

Эти факты позволяют предполагать, что формирование карстовых депрессий началось не раньше начала формирования гидросети в районе. Начало формирования гидросети соотносится с возрастом самых древних террас, т. е. с верхним эоплейстоценом. Соответственно железистые галечники не древнее эоплейстоцена, верхний возрастной предел определяется СП позднего неоплейстоцена – голоцена. На этом основании принимается четвертичный возраст этих образований.

В Среднемархинском районе, в долине р. Накын, в 30 км выше устья при заверке аномалии скв. 7 (Т-66/1), впервые вскрыты оригинальные карстовые образования (*карстовые брекчии*) послеюрского возраста, выполняющие воронку (50 × 50 м), глубиной 110 м, перекрытые галечниками надпойменной террасы р. Накын (0–4 м). В верхней части карстовой воронки вскрываются аллювиально-озерные отложения, горизонтально-слоистые, с фауной и флорой эоплейстоцена – нижнего неоплейстоцена (4–31 м) [299].

С глубины 31 м воронка заполнена брекчиями обрушения, состоящими из разноразмерных и неокатанных обломков юрских и ордовикских пород. По обломкам аргиллитов сунтарской свиты средней юры, имеющих тонкую плитчатую отдельность, хорошо видно их разноориентированное залегание в составе брекчии. В нижней части воронки возрастает количество обломков (часто глыбовой размерности) известковистых пород ордовика. Заполнителем служат продукты разрушения алевролитов и аргиллитов сунтарской и песчаников тюнгской свит.

В основании воронки подстилающие доломитовые алевролиты с прослоями мергелей нижнего ордовика в верхней части интервала (117,2–121,0 м) находятся в нарушенном залегании (60°).

Эоплейстоцен-раннеплейстоценовый возраст данного карста и карствыполняющих отложений устанавливается на основании их стратиграфического положения под аллювиально-озерными отложениями, датируемыми по определениям фауны и карпологических остатков эоплейстоцном – ранним плейстоценом.

Элювий, десерпций и солифлюксий (Elll–H) выделяются на водораздельных площадках трапповых массивов, для которых характерен сложный рельеф с грядами, контрастными вершинами, впадинами, болотами, термокарстовыми озерами. Представляют собой алевриты глинистые с дресвой и щебнем. Мощность изменчива – до 7 м.

Коллювий и делювий (c,dlll–H) выделяются в основании коренных уступов в долинах рек и по обрамлению трапповых массивов. В составе преобладают грубообломочные разности (глыбники, щебень), матриксом служат супеси, суглинки, глины, в зависимости от состава коренных пород. Мощность – 7–10 м.

Делювий и десерпций (d,drlll–H) распространены на склонах средней крутизны, где делювий под воздействием мерзлотных процессов смещается вниз по склону, образуя курумники. Приурочены к склонам трапповых массивов на юго-западе территории листа. Представлены дресвяно-щебнистыми образованиями с супесчано-суглинистым заполнителем. Мощность образований – до 5 м.

Делювий и солифлюксий (d,slll–H) довольно широко развит на наклонных поверхностях и склонах речных долин, формируется под воздействием криогенных процессов, образуя солифлюкционные террасы, оплывины и т. п. В структуре отложений отмечается чередование солифлюкционных образований с прослоями делювия, образованными дождевыми и талыми водами. В составе – глины, суглинки, щебень, дресва. Мощность достигает 10 м.

Коллювий (clll–H) развит у подножья трапповых уступов, крутых и обрывистых берегов рек. Представлен щебнисто-глыбовыми осыпями мощностью 5–7 м.

Элювий и делювий (e,dlll–H) развит на пологих уступах, ограничивающих поля элювиальных образований. По составу это элювий, частично смещенный вниз по склону. Мощность – до 5,0 м.

Делювий (dlll–H) развит по склонам водоразделов и на структурных уступах. Состав делювия полностью зависит от состава субстрата. В целом состав делювия по отношению к элювию более разнообразный. Это глинисто-щебнистые, суглинистые, супесчанистые образования, часто с гравием и галькой. Максимальная мощность делювия образуется на вогнутых склонах и у подножий склонов. Мощность – до 5 м.

Элювий (elll–H) развит на выположенных водораздельных пространствах. На терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя в северо-западной части территории элювий представлен в основном карбонатными глинами со щебнем пород субстрата. Мощность – до 2 м. На терригенных юрских породах – супесями, суглинками с редкой галькой кремней. Мощность – 1,5–3,0 м.

МАГМАТИЗМ

Магматические образования на площади листа Q-50 представлены четырьмя магматическими формациями, образовавшимися во время раннерифейского, среднепалеозойского и раннемезозойского тектоно-магматических циклов эволюции Сибирской платформы. Три из них представляют собой ассоциации платформенных базитов нормальной и умеренной щелочности раннего рифея, среднего палеозоя и мезозоя, четвертая – кимберлиты среднепалеозойского возраста (в том числе – высокоалмазоносные).

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНОГО СОСТАВА РАННЕРИФЕЙСКОГО ВОЗРАСТА

Мархинский долерит-габбродолеритовый комплекс (β-$\nu\beta RF_1m$) расположен в Анабарской СФО. Долериты, габбродолериты вскрыты скв. 4 (Мархинская опорная 1) на левобережье р. Марха на глубине около 2000 м под срезающей их толщей доломитов, отнесенных по особенностям литологического состава к старореченской свите верхнего венда [191]. Прорывают метаморфические образования с изотопным возрастом 1464 млн лет, установленным K-Ar методом.

Центральные и нижние части интрузии сложены однообразными среднекристаллическими конга-габбродолеритами, имеющими офитовую и габбро-офитовую структуру, темно-серыми, с зеленоватым оттенком, массивной текстуры, интенсивно трещиноватыми. Порода состоит из призматических, реже таблитчатых кристаллов довольно свежего, несколько серицитизированного плагиоклаза (45 %), относящегося к андезину $An_{40–45}$. Размеры призм и таблиц – до 2 мм. Слегка вытянутые зерна амфибола (развивающегося по роговой обманке) составляют 35–40 %; их размер 1–1,5 мм. Рудный (5–10 %) представлен угловатыми зернами ильменита размером до 1 мм, сильно лейкоксенизированными. В интерстициях – рудные минералы, микропегматитовый агрегат, единичные зерна кварца размером 0,2–0,3 мм, игольчатые зерна апатита и тонкочешуйчатый мезостазис. Нередко присутствуют выделения гидроокислов железа, окрашивающие отдельные участки породы в бурый цвет. Стекловатый мезостазис – 5–10 %.

У нижнего контакта интрузии порода сохраняет свежий облик. Плагиоклаз здесь представлен в основном лабрадором $An_{58–65}$, образующим призматические кристаллы размером 4–6, до 7 мм. Отдельные зерна моноклинного

пироксена замещаются зеленовато-бурым амфиболом, переходящим местами в коричневый биотит. Изредка видны псевдоморфозы биотита по оливину. Рудные минералы встречаются в виде крупных (до 1,5 мм) угловатых зерен. Приконтактовые части дайки сложены тонко- и мелкозернистыми разностями пород. Непосредственно на контакте они темно-серые, свежего облика, афанитовой структуры.

Верхняя часть тела в инт. 2000,1–2013,2 м сложена теми же конга-габбродолеритами, но сильно выветрелыми, интенсивно измененными серыми, с красно-бурыми пятнами на сколе, что дало основание классифицировать их при документации как конга-габбродиабазы). Плагиоклаз в них в значительной степени соссюритизирован и серицитизирован, роговая обманка практически отсутствует, замещающий ее амфибол составляет около 20 %, а содержание кварца – не более 3–5 %; количество мелкочешуйчатого мезостазиса значительно больше и достигает 40 %. Порода обильно пропитана тонкочешуйчатым агрегатом серицита, талька, хлорита, гематита и, возможно, карбоната, присутствуют мелкие вкрапленники пирита.

На глубине 2122 м скважина вошла в биотит-амфиболовые гнейсы с абсолютным возрастом 1464 млн лет, определенным K-Ar методом Н. И. Ненашевым (Лаборатория абсолютного возраста ИГ ЯФ СО АН СССР).

Порода разбита серией трещин, ориентированных главным образом под углом 45° к оси керна, реже – горизонтальных. Первые из них закрытые, выполнены в основном темно-зеленым хлоритом, на их плоскостях часты зеркала скольжения; они, видимо, совпадают с простиранием тела. Горизонтальные трещины чаще открыты, заполнены светло-серым ангидритом и красно-бурым гематитом.

Вскрытый скважиной интервал интрузии составляет 122 м. Но строение краевых частей разреза тела характер зернистости, нижнего ненарушенного контакта и положение систем трещиноватости пород позволяют предполагать, что оно представляет собой дайку, наклоненную под углом не менее 45° к горизонту. Вскрыт только контакт ее лежачего бока; висячий контакт срезан предстароречeнской эрозией. Дайка перекрыта отложениями староречeнской свиты, лишенными на контакте с ней каких-либо признаков контактового воздействия. Вскрытая мощность ее разреза, видимо, не превышает 40–50 м, но истинная мощность дайки должна быть существенно больше. Судя по особенностям петрографического состава, порода относится к гипабиссальной фации и была сформирована на глубине нескольких километров от палеоповерхности. Это дает основание предполагать большую глубину эрозинного среза в предстароречeнское время и существование значительного перерыва в осадконакоплении, вызвавшего формирование коры выветривания интрузии с сохранившейся мощностью около 15 м.

В Лаборатории абсолютного возраста ИГ ЯФ СО АН СССР Н. И. Ненашевым был датирован K-Ar методом образец конга-габбродолерита, отобранный на глубине 2090 м; возраст его составил 1414 млн лет, что соответствует раннему рифею.

Результаты гамма-каротажа показали, что верхняя выветрелая часть разреза интрузии характеризуется резко повышенной гамма-активностью. Максимальное значение ее (11,5 мкР/час) отмечено непосредственно у контакта

с перекрывающими породами в инт. 1999–2004 м, а в инт. 2008–2010 м находится второй пик – до 7 мкР/час. Ниже по разрезу значение гамма-активности пород соответствует фоновому, характерному для пород трапповой формации – 3,5–4,0 мкР/час. Резкое повышение гамма-активности на верхнем контакте означает, вероятно, существование на этом уровне древней среднерифейской коры выветривания.

Этот вывод подтверждается также сравнением средних плотностей пород в верхней части дайки, где она составляет 2,74 г/см^3, в то время как в средней и нижней частях она равна 3,01 г/см^3, а также различиями магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности пород в этих зонах.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНОГО СОСТАВА СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

В среднем палеозое восточная часть Сибирской платформы подверглась интенсивной тектономагматической активизации, вызвавшей образование многочисленных проявлений магматитов основного состава. Среди них преобладают интрузии разнообразной морфологии, с которыми ассоциируют комагматичные им вулканические эффузивные и эксплозивные образования. Их формирование было связано с установлением в этом районе условий платформенного рифтогенеза, вызвавшего возникновение двух крупных региональных тектонических структур.

В первой из них – Патомско-Вилюйской палеорифтовой структуре (Патомско-Вилюйский авлакоген), наиболее обширной, сложнопостроенной и содержащей подавляющее большинство интрузий, образовался ***Вилюйско-Мархинский дайковый пояс*** – многочисленное сообщество интрузий преимущественно секущего (дайкового), реже – пластового типа, связанных с одноименной зоной разрывных нарушений; на площади листа Q-50 расположена северо-восточная, часть пояса, входящая в Тунгусско-Ленскую СФО. Морфология пояса, его структура и соотношение с Патомско-Вилюйским палеорифтом показывают, что он представляет собой краевую зону рассеянного рифтогенеза, сопровождавшую образование основной центральной части рифтовой структуры и окаймлявшую ее с северо-запада [81].

Вторая ассоциация, входящая в границы рассматриваемой территории только небольшой юго-западной частью и содержащая ограниченное число даек, является, видимо, крайней юго-западной частью ***Молодо-Попигайской серии даек*** [17]. Она связана с обширной Жиганской (Собопольской) палеорифтовой зоной северо-западной ориентировки, ортогональной по отношению к Вилюйско-Мархинской. На площади листа Q-50 она входит в состав Хатангско-Нижнеленской СФО.

Молодо-Попигайская серия даек

Молодо-уджинский долеритовый комплекс гипабиссальный ($\beta PZ_2?mu$). К нему относится серия обнажающихся на дневной поверхности мелких обособленных даек (около 30), образующих уверенно выделяющуюся на ГК-1000 полосу северо-западного простирания (аз. прост. ~300°) протяжен-

ностью (в границах листа) около 80 км и шириной до 1,5 км; в пределах полосы тела залегают четковидно. Длина индивидуальных даек – 0,5–5,0 км, мощность – 20–30 до 50 м, залегание вертикальное или близкое к нему [23].

С полосой даек ассоциирует мощная, отчетливо проявленная аномалия магнитного поля интенсивностью 500–1000 нТл, в экстремуме – до 2000 нТл. Она вызвана, очевидно, секущей интрузией основного состава, залегающей на глубине 1,5–1,7 км [24] с падением на юго-запад, мощность которой составляет, видимо, несколько сот метров; выходящие на дневную поверхность мелкие дайки, кулисообразно залегающие в пределах аномалии, представляют собой отдельные составляющие ее сложнопостроенной апикальной части, подобные тем, которые наблюдались в карьере Нюрбинский в дайке, прорывающей кимберлиты (рис. 6).

Петротипическим районом этих образований является долина р. Оленёк между устьями притоков Буит, Амыдай и Мерчимден, где обнажается группа даек этого комплекса [17].

Дайки сложены набором пород, полностью идентичных по структурно-текстурным особенностям, минералогии и химизму породам вилюйско-мархинского комплекса (который будет рассмотрен далее): основной объем тел представлен долеритами от средне- до крупнозернистых, на контактах сменяющихся мелко- и тонкозернистыми. Структура пород долеритовая, пойкилоофитовая; породы сложены плагиоклазом (45–50 %), пироксеном (35–40 %, оливином (6–7 %, замещен часто иддингситом, боулингитом), рудными (до 3 %); акцессорные – апатит; основная масса – вулканическое стекло, обычно замещенное вторичными хлоритом, серицитом, биотитом, цеолитами – до 15 %. Характерна слабая степень автометасоматоза всех минералов. По пироксену иногда развивается амфибол, по плагиоклазу – пренит и цеолиты.

Эндоконтактовые зоны даек сложены плотными темно-серыми афанитами, в которых иногда содержатся обильные выделения хлорита, цеолитов и карбоната. Экзоконтактовое воздействие долеритов на вмещающие карбонатные породы незначительно; оно выражается в перекристаллизации и мраморизации известняков, появлении мелких кристаллов граната, волластонита, иногда – хлоритизации. Мощность зоны изменений обычно ~0,3 м и не превышает первых метров.

Эта ассоциация даек основного состава представляет собой краевую юго-западную часть обширной серии секущих тел, связанных с Молодо-Попигайской зоной разломов, чрезвычайно широко распространенных на площадях листов R-50,51. Существует также представление о том, что она является, возможно, краевой частью серии даек, выполняющих систему разломов, ограничивающих юго-западную ветвь Собопольского грабена [70]. Однако в настоящее время отсутствуют данные, которые позволили бы установить возрастные соотношения Патомско-Вилюйского палеорифта, с которым связан ВМДП, и рифтогенной Молодо-Попигайской зоны. При этом хорошо известно, что на площадях листов Q-50,51 дайки молодо-уджинского комплекса срезаются терригенной толщей каменноугольного–пермского возраста, а многочисленные результаты изотопных определений охватывают весьма широкий (273–418 млн лет – K-Ar метод; 299 ± 5 – 382 ± 4 млн лет – U-Pb метод) интервал, который дает возможность определить их возраст не точнее,

чем средний–поздний палеозой. Именно к такому выводу пришли и авторы записки по листу Q-51, но в конечном варианте остановились на среднем палеозое, что нам представляется нелогичным.

Трубки взрыва. В Жиганской зоне изредка встречаются образования, рассматриваемые как трубки взрыва, предположительно, среднепалеозойского возраста, поскольку они, видимо, связаны с телами именно этого комплекса. Одна из них была обнаружена Ю. П. Беликом (1969 г.) в верховьях левого притока Муны – руч. Тогус-Юрях, в 18 км от его устья (водораздел рек Муна–Северная). Размер ее в современном эрозионном срезе 350 × 50 м, форма овально-вытянутая, длинная ось ориентирована на северо-запад. Она сложена туфами основного состава зеленовато-серыми литокластической структуры. Количество обломочного материала – 30–50 %; он представлен микродолеритами, микрокварцитами, вулканическим стеклом, обломками плагиоклаза, моноклинного пироксена, замещенного хлоритом, серпентином, кальцитом и гидроокислами железа. В составе тяжелой фракции из протолочных проб обнаружены магнетит, лимонит, пирит, ильменит, гроссуляр, эпидот, циркон, барит; связующей массой является девитрифицированное вулканическое стекло.

Химический состав пород свидетельствует о принадлежности туфов к производным трапповой магмы. Они содержат повышенные количества TiO_2 (2,45 %), K_2O (0,91 %), P_2O_5 (0,46 %), типичные для интрузивных пород среднепалеозойской трапповой формации. Однако наряду с этим имеются и значительные отклонения в содержании некоторых окислов: повышенные содержания Fe_2O_3, MgO, Na_2O и пониженные – FeO и CaO (в 4–5 раз) по сравнению с их содержаниями в породах среднепалеозойского возраста .

Вилюйско-Мархинский дайковый пояс (ВМДП)

Процесс рифтогенеза, охвативший в середине девона восточную окраину Сибирской платформы, сопровождался формированием многочисленных разрывных нарушений, образующих краевые (Вилюйско-Мархинская и Чаро-Синская) и фронтальную (Контайско-Джербинская) зоны разломов Патомско-Вилюйского рифта. Наиболее масштабная первая из них, образовавшаяся на его северо-западном крыле (рис. 5). Разломы интрудированы дайками основного состава, хорошо выделяющимися в магнитном поле. Особую значимость зоне придает пространственная связь с ней двух из четырех главных алмазоносных кимберлитовых полей Якутии – Мало-Ботуобинского и Накынского, что, по достаточно распространенным представлениям, дает основание рассматривать ее как кимберлитоконтролирующую структуру [66].

В границы листа Q-50 входит северная половина ВМДП – обширная веерообразная полоса переменного северо-северо-восточного–восточно-северо-восточного простирания дугообразной формы, протягивающаяся через всю территорию листа от ее юго-западного до северо-восточного угла. Южная прямолинейная половина пояса продолжается в юго-юго-западном направлении, проходя в пограничной зоне листов P-49 и P-50 через бассейны рек Марха, Ыгыатта и Малая Ботуобия, вплоть до нижнего течения р. Пеледуй

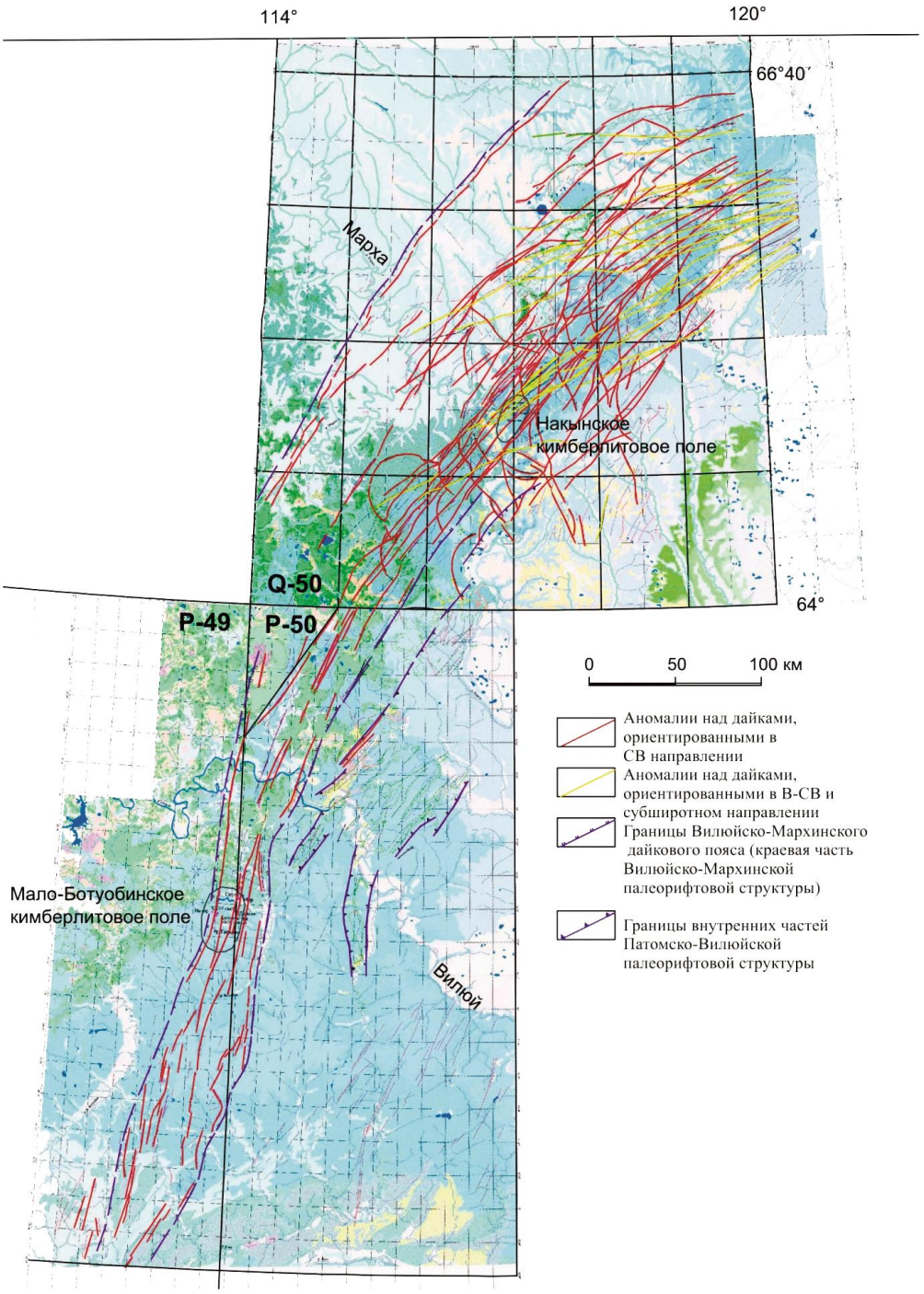


Рис. 5. Распределение аномалий над секущими телами базитов Вилюйско-Мархинского дайкового пояса (по С. В. Бондаренко, 2008ф с упрощениями).

(рис. 5). Общая протяженность пояса составляет ~750 км при ширине 25–40 км в южной части и 130–150 км в северной. По некоторым оценкам, пояс включает более 1500 автономных тел [305].

Вилюйско-мархинский гипабиссальный комплекс ($q\beta-qvD_3-C_1vm$). Подавляющая часть интрузий, относящихся к этому комплексу, сложена ограниченным набором пород близкого состава, являющихся типичными платформенными базитами.

На первых этапах изучения этой территории все они относились сначала к пермской–нижнетриасовой, а затем – к единой позднедевонской магматической ассоциации – вилюйско-мархинскому комплексу [81, 93]. Следует заметить, что этот подход свойственен и большинству современных исследователей этих образований.

За прошедшее с момента открытия Накынского кимберлитового поля время в границах ВМДП был выполнен огромный объем ГРР на алмазы. Объяснение этого заключается в том, что мощная зона тектонических нарушений, с которыми связаны дайки пояса, рассматривалась (и часто рассматривается и до настоящего времени) как контролирующая размещение кимберлитовых тел Мало-Ботуобинского и Накынского кимберлитовых полей. Ожидаемого результата они не дали, но позволили детально исследовать его с применением обширного комплекса съемочных, поисковых, разведочных, геофизических работ разного масштаба (Ю. А. Дукардт, В. И. Леухин, Ю. Д. Молчанов, В. М. Судаков, В. И. Шаталов, Ю. Т. Яныгин, М. С. Мащак и др.). При этом были получены многочисленные данные о вещественном составе интрузий, изотопном возрасте и их соотношениях; результаты их интерпретации явились основанием для выделения в этой ассоциации трех разновозрастных магматических комплексов, связанных с соответствующими системами вмещающих их разрывных нарушений – Среднемархинской, Вилюйско-Мархинской и Лиендокит-Моркокинской [83]. Предполагалось, видимо, что возникновение этих систем связано со сменой направлений тектонических напряжений на различных этапах эволюции Патомско-Вилюйского рифта; именно эта идея послужила основой Легенды Анабаро-Вилюйской серии [78]. Возрастная привязка комплексов была основана на результатах изотопного Sm-Nd метода определения возраста, полученных во время работ по подготовке Легенды-2009 [83].

В соответствии с упомянутыми выше документами систематика образований среднепалеозойской интрузивной трапповой формации Вилюйско-Мархинского дайкового пояса выглядела следующим образом:

1 – **силурийский среднемархинский габбродолерит-долеритовый комплекс** ($v\beta S_2sm$). Секущие, пластовые интрузии и хонолиты наиболее раннего этапа среднепалеозойского цикла траппового магматизма, связанные с одноименной системой разломов с преобладающим простиранием ССЗ 340–360°;

2 – **позднедевонский вилюйско-мархинский комплекс кварцевых долеритов** ($q\beta D_3vm$). Дайки и силлы, ассоциирующие с одноименной зоной разломов с простиранием СВ 40–50°; в южной части площади листа Q-50 они обычно залегают на глубине и не обнажаются на доюрском эрозионном уровне;

3 – **раннекаменноугольный дьяхтарский комплекс кварцевых долеритов и кварцевых монцонит-порфиров** ($q\mu$-$q\beta C_1 dh$). Дайки, дифференцированные от долеритов нормальной и умеренной щелочности до кварцевых монцонит-порфиров, трубки взрыва и своеобразные эксплозивные брекчии. Комплекс связан с Лиендокит-Моркокинской зоной разломов от восток–северо-восточной до субширотной ориентировок (аз. прост. 60–70°, до 90°).

Но в последнее время при проведении большого объема детальных геолого-геофизических работ [171, 229, 282, 300 и др.] появились новые данные о составе, положении в пространстве и возрасте базитовых интрузий ВМДП. Их результаты показывают, что принятая в Легенде-2009 систематика является во многом идеализированной и не имеет универсального характера. При этом обнаружилось, что возрастная принадлежность комплексов, типоморфные для них петрохимические характеристики и соотношения их между собой не соответствуют тому, как они представлены в Легенде-2009. Главные разночтения сводятся к следующему:

– не подтверждается силурийский возраст интрузий, отнесенных к среднемархинскому комплексу, а также раннекаменноугольный возраст даек дьяхтарского комплекса;

– особенности вещественного состава пород, считавшиеся типоморфными для выделенных комплексов с определенной ориентировкой даек, часто свойственны дайкам иных направлений (в том числе повышенные содержания титана, щелочей и фосфора, приписываемые только дайкам дьяхтарского комплекса);

– соотношения даек с различной ориентировкой, относимых к разновозрастным комплексам, при пересечениях далеко не всегда соответствуют предписываемым Легендой; имеются свидетельства их одновременного становления или обратного соотношения;

– эксплозивные карбонат-базитовые брекчии не являются самостоятельной поздней фазой магматизма. Их следует рассматривать как результат взаимодействия магматического вещества основного умереннощелочного состава с кимберлитом (или карбонатной породой), сопровождавшегося дегазацией магмы и, вследствие этого, имевшего взрывной характер. Они сопутствуют формированию интрузий и практически синхронны им по времени формирования.

С учетом изложенного мы полагаем, что выделение в составе ВМДП самостоятельных разновозрастных комплексов на современном уровне их изученности невозможно. Интрузии пояса представляют собой единую ассоциацию; ее можно разделить по какому-либо признаку, например, по ориентировке даек или химизму слагающих их пород, но нет никакой уверенности в том, что поведение других свойств выделенных групп будет подчиняться выбранному способу систематизации. В составе этой ассоциации возможно выделение различных групп (типов) интрузий, характеризующихся особенностями морфологии и условий залегания, определенным петрографическим и химическим составом пород, степенью и типом дифференциации, а также характером изменения этих параметров в различных частях пояса.

Вилюйско-Мархинский дайковый пояс представляет собой огромную ассоциацию интрузивных образований основного состава, линейной, изредка –

дугообразной формы различной протяженности, преимущественно северо-восточной ориентировки, силлов, хонолитов. С дайками ассоциируют также пластообразные тела и вулканические трубки взрыва, выполненные эксплозивными брекчиями. Интрузивные тела сложены разнозернистыми долеритами – от крупнозернистых в центральных частях до мелко- и микрозернистых в эндоконтактах. В наиболее мощных дайках встречаются шлиры габбродолеритов. По химическому составу породы интрузий отличаются от преобладающих на Сибирской платформе раннемезозойских базитов повышенными содержаниями щелочей (особенно калия), титана и фосфора [80, 81, 93].

Эта ассоциация принадлежит к среднепалеозойской интрузивной трапповой формации Сибирской платформы.

В северной половине ВМДП, входящей в площадь листа Q-50, большая часть интрузий перекрыта осадочными отложениями юры; многие интрузии не выходят даже и на доюрский эрозионный уровень, и только небольшая их часть обнажается в береговых выходах на крупных реках и в приустьевых частях их притоков. Значительная часть интрузий вскрыта скважинами при заверке локальных аэромагнитных аномалий «трубочного» типа.

В пределах пояса существует определенная зональность, выражающаяся в различном типе проявлений интрузивного магматизма, петрохимическом составе пород, ориентировке интрузивных тел и условий их залегания. В соответствии с ними пояс разделен на три зоны: юго-западную, центральную и северо-восточную. Границы выделенных зон являются достаточно условными.

Центральная зона является наиболее сложно построенной частью ВМДП; в ее границах развиты интрузивные образования всех выявленных в составе пояса генетических, морфологических и петрохимических типов проявлений пород основного состава; с ней связаны также проявления щелочно-ультраосновного магматизма – кимберлиты Накынского поля. В общем виде она совпадает с районом Накынского поля и его окрестностей, занимая участок пояса от левобережной части долины р. Мархa до района оз. Эйик. Это лучше всего изученная и, возможно, именно поэтому представляющаяся наиболее сложнопостроенной часть пояса. Ширина его составляет здесь 110–120 км, он включает большое количество даек, среди которых преобладают тела с северо-восточной ориентировкой. Многочисленны также менее мощные, обычно прерывистые дайки преобладающего восток–северо-восточного простирания, сложенные иногда породами с повышенным содержанием щелочей, изредка – дифференцированные до монцонитов, почти всегда залегающие в зоне разлома кулисообразно и слабо отображающиеся в магнитном поле. С ними связаны своеобразные гидротермально-метасоматические брекчии. Встречаются также дайки с простиранием, ортогональным генеральному, некоторые из них имеют в верхних частях раздувы – хонолиты. Буровыми скважинами вскрыто несколько силлов, иногда многоярусных. Выделяется также ряд структур, интерпретируемых как вулканические кальдеры обрушения.

Большая часть тел обычно хорошо маркируется высокоамплитудными магнитными, иногда – гравитационными аномалиями. Полоса максимального распространения даек несколько смещена к юго-востоку от центральной оси

пояса, представляя собой густую сеть взаимно пересекающихся тел протяженностью до 100 км с общим простиранием СВ 45–55° и крутым падением на юго-восток [93]. Часть из них вскрывается на уровне денудационного среза нижнепалеозойских отложений под осадками нижней юры, другие локализованы в толще кембрийских отложений на глубине 150–300 м от поверхности кембрийского цоколя.

Интрузии этой зоны были детально изучены в обнажениях в долинах левобережных притоков р. Марха – Ханнья, Накын, а также с помощью буровых скважин в районе Накынского кимберлитового поля [83].

Среди интрузивных образований в пределах Центральной зоны выделяется несколько групп, характеризующихся определенными типами и морфологией тел, условиями залегания и петрохимическими особенностями слагающих их пород:

I группа интрузий – дайки с ориентировкой СВ 40–50°, преимущественно протяженные, прямолинейные, обычно выходящие на уровень доюрского эрозионного среза. Они преобладают в структуре ВМДП, слагая большую часть тел пояса на всем его протяжении, от долины р. Марха на юго-западе площади до р. Тюнг на северо-востоке (рис. 5). В северо-восточной части пояса эти дайки иногда обнажены на дневной поверхности; юго-западнее, в районе Накынского поля они обычно перекрыты юрскими образованиями Вилюйской синеклизы и прослеживаются обычно только по аномалиям магнитного поля.

Дайки этой группы имеют чаще всего мощности 30–50, до 80 м, обычно хорошо отображаются в магнитном поле, сопровождаясь аномалиями с интенсивностью 100–350 нТл и более. Однако это не является правилом – часть тел этой группы или отдельные их участки выражены в магнитном поле слабо, создавая малоконтрастные (до первых нТл) аномалии. Некоторые из них имеют продолжения в юго-западной и северо-восточной зонах. Характер залегания даек хорошо иллюстрируется рисунком. В районе Накынского поля многие разломы, интрудированные дайками, получили собственные наименования (Северный, Южный и др.); некоторым из них приписывалось значение кимберлитоконтролирующих.

Петротипом этой группы тел является Дьюктелинская дайка, вскрытая в одном из эрозионных «окон» в среднем течении р. Улахан-Дюктели, на правобережье р. Марха. Она сложена кварцсодержащими долеритами и габбродолеритами, имеет мощность 45 м, протяженность ~40 км [93]. Детально изучена также Эркютейская и некоторые упомянутые выше дайки в Накынском поле [81, 93]. Эти дайки будут более детально представлены при характеристике юго-западной части ВМДП.

Большая часть данных о составе слагающих дайки пород получена с помощью бурения. Они сложены кварцевыми долеритами, преимущественно среднезернистыми, часто порфировыми, с офитовой в сочетании с пойкилофитовой структурой, оливинсодержащими. В центральных частях даек изредка встречаются шлиры мощностью до 5 м оливинсодержащих кварцевых габбродолеритов с габброофитовой структурой. В эндоконтактах развиты порфировые мелкозернистые долериты и микродолериты.

Долериты обычно плагиофировые кварцевые, сложены плагиоклазом (>50 %), авгитом (~20 %), кварцем (3–9 %) и рудными минералами (3–6 %). Оливин редок, его содержание совместно с продуктами замещения не превышает 3–5 %. Интенсивно проявлен автометаморфизм; среди вторичных, составляющих до 10–15 % поля шлифа, преобладают роговая обманка, актинолит, хлорит, смектиты. Крупные (до 1–2 см) порфировые выделения плагиоклаза $An_{61–71}$ составляют иногда до 15 % объема породы. Плагиоклаз основной массы формирует сериально-порфировую структуру с вариациями состава от An_{59} до An_{42}. Оливин (гиалосидерит) образует округлые зерна; встречаются также единичные реликты пойкилокрист, имеющих состав гортонолита. Рудные минералы представлены главным образом магнийсодержащим (MgO = = 0,61–1,73 %) ильменитом, а также титаномагнетитом с повышенными концентрациями магния и ванадия.

Химический состав долеритов отвечает породам низкой щелочности, насыщенным кремнекислотой. Дифференциация в дайках проявлена очень слабо; в центральных частях крупных даек встречаются шлиры габбро размером до первых метров. Породы эндоконтакта выделяются обычно несколько более высокими содержаниями магния и кальция.

Дайки II группы с простиранием СВ 50–55°. Эта группа даек по сравнению с рассмотренными выше несколько менее многочисленна; они сложены в основном долеритами, кварцевыми долеритами, изредка – габбродолеритами, кварцевыми монцонит-порфирами; дайки сопровождаются иногда экзоконтактовыми брекчиями. Изредка встречаются также пологосекущие пластообразные тела мощностью до нескольких метров, залегающие на глубинах более 100 м [233]. Дайки имеют мощность 10–80 м, длину до 30 км, часто прерывисты, расположены кулисообразно в контролирующих их зонах разломов.

В районе Накынского кимберлитового поля на междуречье Марха–Ханния эти интрузии не выходят на доюрский эрозионный уровень; они вскрыты только скважинами на глубинах свыше 100 м под ним, фиксируясь прерывистыми малоамплитудными линейными аномалиями магнитного поля с ориентировкой СВ 50–55°, располагаясь под углом 10–15° к телам, рассмотренным выше (рис. 24). Однако это относительно хорошо выраженное простирание свойственно им лишь в районе Накынского поля; менее уверенно оно прослеживается до междуречья Марха–оз. Эйик; далее к востоку оно постепенно меняется на субширотное. В целом дайки характеризуются параметрами, близкими к рассмотренным выше телам.

Изучение этой группы даек имеет большое значение, поскольку разломам, выполненным ими, во многих исследованиях приписывается значение кимберлитоконтролирующих. Одна из них пересекает кимберлитовую трубку Нюрбинская, что предоставляет уникальную для поля возможность установить пространственные и временные соотношения проявлений базитового и кимберлитового магматизма. Кроме того, в районе ближайшего окружения Накынского кимберлитового поля эти дайки имеют ряд особенностей, главными из которых являются петрографический и химический состав слагающих их пород. С ними связаны также своеобразные контактово-метасоматические брекчии, выделявшиеся часто как самостоятельная фаза магматизма [126].

Петротипом интрузий этой группы служит дайка, интрудирующая кимберлитовую трубку Нюрбинская; она залегает в зоне Ботуобинского разлома, генеральное простирание которого, судя по расплывчатой аномалии магнитного поля над ней, ВСВ 55°. Дайка изучена весьма детально по керну многочисленных скважин при разведке трубки [282], а затем – в эксплуатационном карьере. Несмотря на это, до настоящего времени общепринятое представление относительно очередности становления трубки и дайки, а также генезиса и позиции т. н. «эксплозивных брекчий» в ряду магматических образований отсутствует.

Это послужило основанием для проведения нами в 2019 г. комплекса работ в Накынском поле для решения этих проблем в рамках подготовки ГК-1000 листа Q-50 к изданию. Основное внимание было сосредоточено на изучении характера пересечения дайки и кимберлитовой трубки, а также решении проблемы «эксплозивных брекчий». Глубина карьера в мае 2019 г. составляла ~380 м (горизонт –117 м) – уровень, на котором оказалось возможным детально исследовать зону контакта кимберлитов и базитов, проведя комплекс опробования, получить характеристику состава «эксплозивных брекчий» и их соотношений с кимберлитами и базитами. Дальнейшее описание основано главным образом на результатах этих работ с привлечением данных ранее проведенных исследований. Они были изложены также в статье, посвященной этой проблеме [310].

Дайка контролируется разломом «Ботуобинский», имеющим общее простирание СВ ~55–65°; он имеет сложное строение, представляя собой зону тектонического меланжа обрушения мощностью 50–70 м, выполненную множеством хаотически расположенных обломков и крупных блоков вмещающих пород. Отдельные блоки имеют размеры 10–30 м и признаки просадки на глубину до десятков метров. Естественно, что и интрудирующая его дайка имеет весьма сложную морфологию (далекую от предполагавшейся по результатам разведочного бурения), что явилось причиной неоднозначного понимания соотношений кимберлитов и долеритов [126].

На глубинах свыше 400 м от дневной поверхности дайка представляет собой, видимо, единое тело переменной (от 30 до 150 м) мощностью. Выше этой отметки она приобретает весьма сложную форму, «расщепляясь» на 4–6 субвертикально ориентированных тел мощностью 3–45 м и длиной до 150 м, образующих систему извилистых узких апофиз (рис. 6); одна из них отходит от дайки под углом около 70° (рис. 7). Ни одна из апофиз не достигает доюрской палеоповерхности, не доходя до нее ~150 м. Начальные признаки «расщепления» дайки хорошо видны в дне карьера на горизонте –117 м, где в долеритах отчетливо выделяется несколько узких (0,5–5,0 м) полос северо-восточного простирания длиной до 25 м, сложенных зеленовато-серыми экзоконтактовыми брекчиями (рис. 6). Вмещающие породы на контактах с более мощными апофизами осветлены, приобретают зеленовато-серый цвет вследствие интенсивной хлоритизации и серпентинизации; мощность зоны изменения – от 0,1 до 3,0 м. Контакт маломощных (до 1,0 м) тел долеритов видимыми изменениями вмещающих пород практически не сопровождается. Следы мощного термального воздействия интрузии на вмещающие породы в виде контактовых роговиков отсутствуют.

Модель строения апикальной части дайки, построенная по материалам бурения, предполагала, что в теле кимберлитовой трубки (равно как и во вмещающих породах) дайка имеет достаточно простое строение; ее апикальная часть описывалась как «округлая выпуклая седловина», находящаяся на глубине около 300 м, превышения в пределах которой составляют 5–10 м. Однако, как показал карьер, она оказалась весьма далекой от действительности.

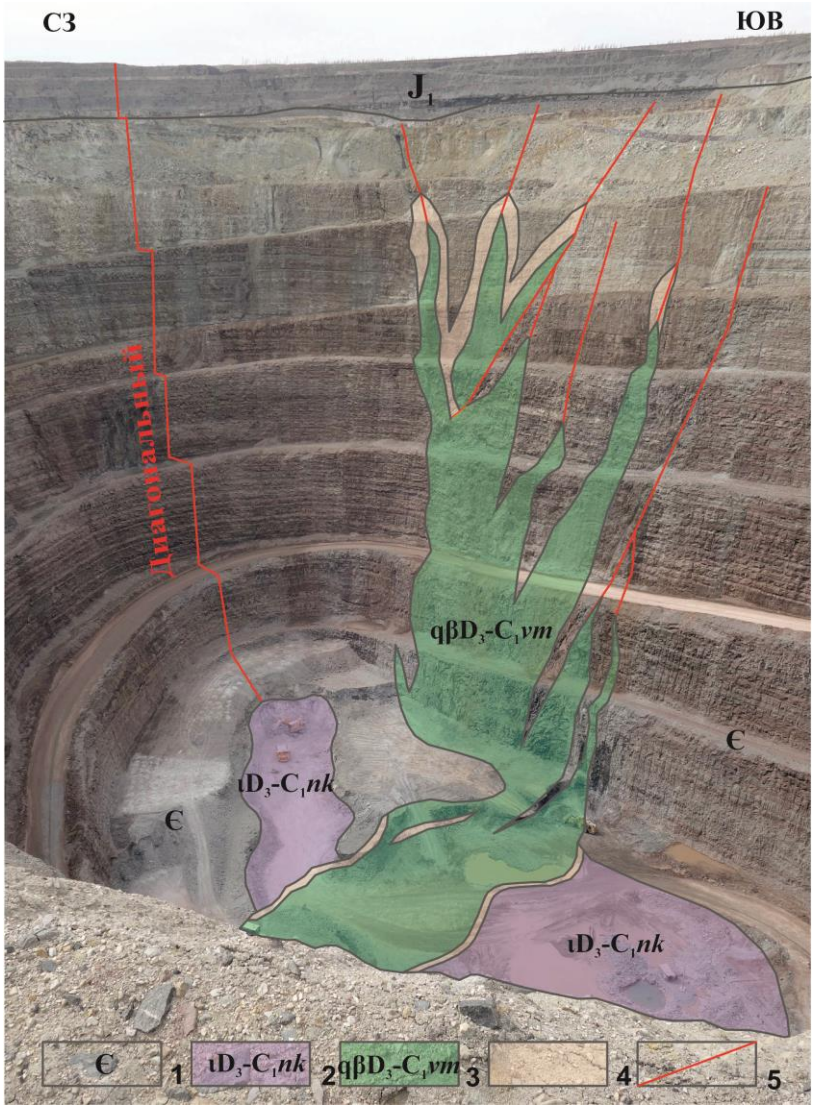


Рис. 6. Дайка долеритов с простиранием 55°, прорывающая кимберлитовую трубку Нюрбинская. Карьер Нюрбинский, гор. –117 м.

1 – вмещающие породы кембрия (Є); *2* – кимберлиты накынского комплекса (ιDC_3–C_1nk); *3* – долериты вилюйско-мархинского комплекса ($q\beta D_3$–$C_1 vm$); *4* – контактовые карбонат-базитовые брекчии; *5* – разрывные нарушения.

Рис. 7. Отходящая от основного тела дайки наклонная апофиза (карьер Нюрбинский, юго-восточная стенка).

Впечатление о чётковидном характере залегания дайки в зоне контролирующего Ботуобинского разлома, составившееся на основании буровых и геофизических работ, вызвано, видимо, его «расщеплением» в апикальной части на несколько самостоятельных тел, что приводит к тому, что по простиранию на максимальной высоте оказываются различные составляющие «веера».

Непосредственный контакт долеритов с кимберлитами, видимо, не существует; во всех случаях, наблюдавшихся как нами, так и другими исследователями на более высоких уровнях [66, 124], он осуществляется через зону своеобразных гидротермально-метасоматических брекчий, которые будут рассмотрены далее. Здесь следует отметить только, что контакт долеритов с брекчиями всегда четкий, резкий (рис. 8, 9), а их эндоконтактовая зона во всех случаях имеет отчетливо проявленное зональное строение, указывающее на их рвущий характер по отношению к брекчиям. Зональность выражается в постепенной смене крупнокристаллических габбродолеритов, слагающих центральные части тела, все более мелкозернистыми, часто миндалекаменными разностями – вплоть до афанитов и витрофиров непосредственно на контакте (рис. 10–13); границы между ними нечеткие, постепенные; общая мощность контактовой зоны – до 5 м.

Основное тело дайки, как считается, имеет двухфазное(?) строение. Ее основная краевая часть представлена последовательно сменяющимися от контактов к центру дайки порфировыми, часто миндалекаменными мелко-тонкозернистыми умереннощелочными долеритами и микродолеритами мощностью 1–5 м; кварцевыми долеритами со шлирами габбродолеритов; лейкократовыми субщелочными кварцевыми долеритами со шлирами и линзами кварцевых габбродолеритов и кварцевых габбродиоритов переменной мощностью;

переходы между ними постепенные. Центральная часть дайки мощностью 10–15 м сложена кварцевыми монцонит-порфирами. Они рассматриваются обычно как образования более поздней магматической фазы и связываются с внедрением второй порции расплава, продолжавшего эволюционировать в глубинном магматическом очаге [78, 124]. Нам представляется, что эти породы следует рассматривать не как разные по времени внедрения фазы, а как краевую и внутреннюю фации тела, обособившиеся в результате внутрикамерной дифференциации *in situ*. Об этом свидетельствуют нечеткие, расплывчатые границы между этими типами пород и отсутствие зон закалки или уменьшения зернистости пород как с той, так и с другой стороны контакта.

Внедрение дайки происходило в несколько импульсов; они были разделены, видимо, очень незначительными временными интервалами, и более поздние порции магмы внедрялись в еще не застывший пластичный, но уже начавший кристаллизоваться субстрат, о чем свидетельствуют хорошо видимые следы изогнутой флюидальности в некоторых частях тела (рис. 14).

Рис. 8. Контакт долерита с карбонат-базитовой брекчией.

В долерите видна реакционная зона серого цвета переменной мощности и тонкая (около 2 мм) черная витрофировая зона непосредственно на контакте. Черные обособления в брекчии – обломки измененного долерита. Обр.1/1, масштаб 1 : 1. Фото.

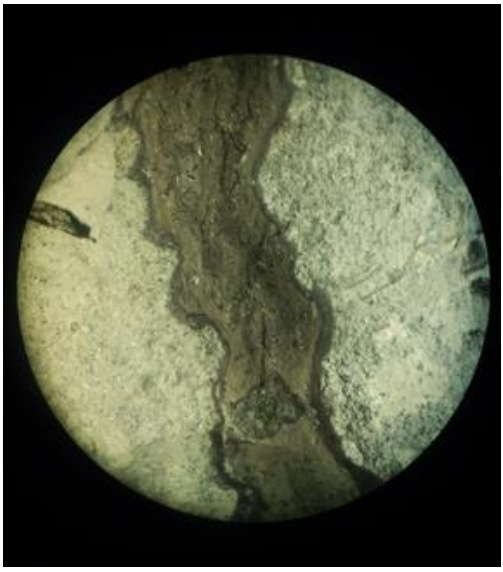


Рис. 9. Тонкая апофиза витрофирового ожелезненного долерита в брекчии.

Обр.1/1а, масштаб 1 : 0,75. Фото.

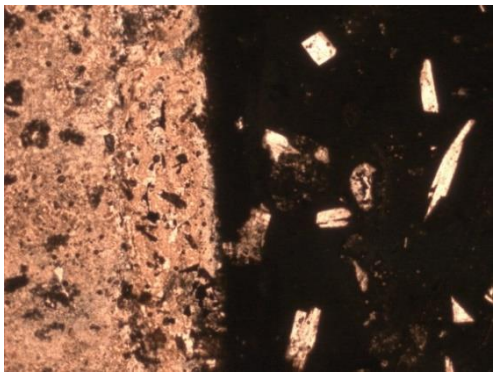


Рис. 10. Деталь рис. 8. Витрофировая порода с реликтами кристаллов плагиоклаза на контакте с брекчией.

Шлиф 11/6, масштаб 1 : 20, без анализатора.

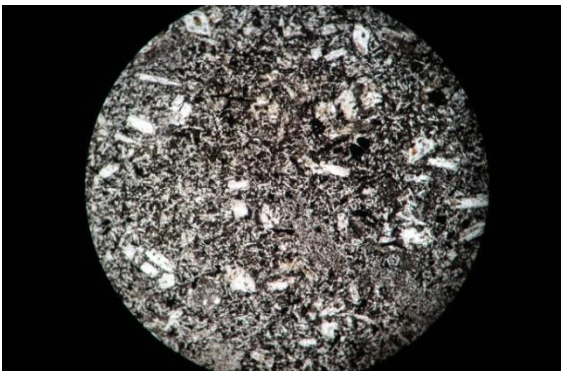


Рис. 11. Микродолерит с плагиофировой интерсертальной структурой.

Шлиф 1/4, масштаб 1 : 20, без анализатора.

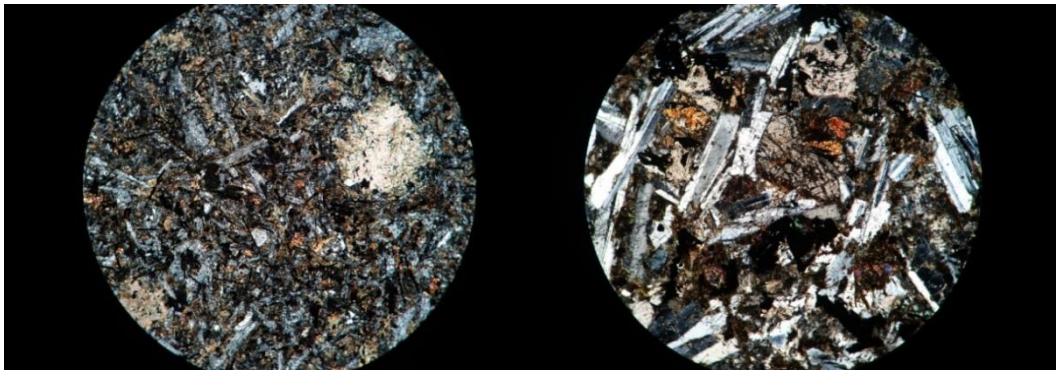


Рис. 12. Миндалекаменный мелкозернистый долерит.

Шлиф 1/5, масштаб 1 : 10, с анализатором.

Рис. 13. Крупнозернистый оливинсодержащий габбродолерит.

Шлиф 1/8, масштаб 1 : 10, с анализатором.

Трубку пересекает еще несколько маломощных даек, сложенных мелкозернистыми долеритами. В юго-восточной стенке карьера на глубине около 90 м вскрыта очень необычно построенная зона, состоящая из центральной части мощностью ~1,5 м, сложенной крупнообломочной брекчией, и двух ограничивающих ее боковых, представляющих собой маломощные (~0,3 м) дайки мелкозернистого долерита хорошо выдержанной мощностью, с очень ровными внешними контактами (рис. 15). Вмещающие породы – известняки и доломиты верхнего кембрия. Видимое смещение сплошности слоев по контактам не наблюдалось. Возникновение этого феномена можно представить следующим образом. Вначале образовалась тектоническая трещина, в которой основная роль, видимо, принадлежала сдвиговой составляющей, о чем свидетельствуют ее ровные стенки. Затем в результате эпизода небольшого (на мощность брекчий) раздвижения образовавшаяся полость была заполнена

брекчией обрушения. При следующем еще более малоамплитудном (на суммарную мощность даек) эпизоде раздвижения по контактам новообразованного тела брекчий и вмещающих пород произошло внедрение магматического расплава. На фото хорошо видна отходящая в брекчии от правого тела под углом ~30° апофиза мощностью ~0,2 м, что подтверждает предлагаемую очередность событий.

Петрографический состав пород рассматриваемых даек имеет некоторые особенности, отличающие их от других тел ВМДП.

Кварцевые долериты и габбродолериты представляют собой наиболее распространенный тип пород комплекса. Это преимущественно крупнозернистые породы соответственно с офитовой и габбро-офитовой структурой. Более 50 % их объема приходится на плагиоклаз, 15–20 % занимает пироксен, кварц и микропегматитовые срастания в интерстициях составляют 7–12 %, рудные – 4–6 %, вторичные – 14–21 %; характерно также повышенное содержание апатита. В *кварцевых габбродолеритах* содержание авгита до 30 %, встречаются единичные реликты зерен оливина. *Кварцевые габбродиориты* содержат повышенные количества плагиоклаза (60–65 %) и вторичных минералов (19–22 %), количество клинопироксена обычно не превышает 7–9 %. Составы породообразующих минералов во всех разновидностях пород близки. Интерстиции выполнены кварцем и его микрографическими сростками с полевым шпатом, смектитовыми и актинолит-хлоритовыми агрегатами с биотитом, местами – с кальцитом, эпидотом, сфеном [127].

Рис. 14. Флюидальная крупноскорлуповатая отдельность в долеритах дайки, секущей трубку Нюрбинская.

Рис. 15. Сложно построенная зона брекчий, ограниченная маломощными дайками долеритов. Карьер Нюрбинский, ЮВ стенка, горизонт ~ –90 м.

Кварцевые монцонит-порфиры центральной части тела – мелкозернистые породы с микроаплитовой или микропойкилитовой структурой. Порфировые вкрапленники андезин-лабрадора ($An_{44–57}$) обычно калишпатизированы, составляют до 15 % объема породы. Пироксен, количество которого не более 10 %, в свежем виде практически не встречается и полностью замещен амфибол-хлоритовым агрегатом с чешуйками биотита. Основная масса сложена сростками кварца и КПШ; до 5 % ее объема занимают лейсты свежего санидина, до 15–20 % – призматические кристаллы роговой обманки, до 2–5 % – апатит и титаномагнетит; рутил и циркон единичны. Характерная черта монцонитоидов – большое количество выполненных кварц-карбонат-хлоритовым агрегатом миндалин и пор размером до 5 мм, в свою очередь выполненных карбонат-смектитовым агрегатом, хлоритом; встречаются жеоды с друзами кварца в крупнокристаллическом кальците. Часть мелких пор заполнена карбонат-смектитовым агрегатом [124].

Порфировые тонко- и мелкозернистые долериты зоны эндоконтакта и микродолериты имеют порфировую структуру, долеритовую/микродолеритовую структуру основной массы, иногда миндалекаменную текстуру. В их составе преобладают плагиоклаз (40–45 %), авгит (20–25 %) и калиевый полевой шпат (14–16 %). Характерно высокое содержание рудных (5–14 %) и вторичных минералов (11–19 %). Количество миндалин до 12–15 %; они выполнены смектитом, опалом, халцедоном, кальцитом и КПШ. Среди рудных преобладает Mg содержащий игольчатый ильменит (MgO = 1,32–1,77 %). Основ-

ная масса (10–15 %) сложена смектитом, хлоритом, роговой обманкой, актинолитом, КПШ.

Характерными особенностями этих пород являются сравнительно лейкократовый облик, постоянно высокие содержания ильменита, апатита и вторичных минералов, а также кварц-калишпатового мезостазиса.

Вмещающие карбонатные породы на контактах с дайкой иногда мраморизованы; на отдельных участках образуются хлорит-диопсид-эпидот-гроссуляровые скарны с ильваитом, сфеном. Однако мощность зоны контактового воздействия интрузии не превышает первых десятков сантиметров.

По *химическому составу* долериты и габбродолериты рассматриваемых даек представляют собой преимущественно насыщенные SiO_2 высокожелезистые (Кф = 71–75) образования K-Na ряда с резко повышенными содержаниями титана и фосфора (количество нормативного апатита в кварцевых габбродолеритах составляет 1,7–2,1 %, а нормативного ильменита в 2–3 раза превышает содержание магнетита). Переход от кварцевых габбродолеритов к монцонит-порфирам происходит при скачкообразном росте содержаний SiO_2 – на 5,5 % и K_2O – более чем в 2 раза. Кварцевые монцонит-порфиры обогащены щелочами и пересыщены SiO_2, с умеренной железистостью (Кф = 62–68 %), низким содержанием Ca и Al и преобладанием K над Na, что отражается в резко повышенных содержаниях нормативных кварца и ортоклаза. В петрохимическом отношении эти интрузии отличны от других интрузий ВМДП. Они характеризуются высоким уровнем корреляционных связей и выраженным умереннощелочным трендом изменчивости состава, повышенными содержаниями титана, фосфора, реже калия [83].

Однако в некоторых более поздних исследованиях указывается, что в целом в долеритах дайки содержание калия варьирует в пределах 1,3–1,7 масс. % K_2O, редко превышая значение 2,0 %, и только в витрофировых и микропорфировых долеритах в приконтактовой зоне с кимберлитами отмечаются высокие (до 7 масс. %) незакономерные вариации содержания калия, обусловленные низкотемпературным метасоматическим преобразованием пород [66]. Как будет показано далее, полученные нами данные скорее подтверждают вторую точку зрения. Кроме того, они обычно обогащены редкими элементами в большей степени, чем долериты нормальной щелочности.

Эксплозивные карбонат-базитовые брекчии, ассоциирующие с рассматриваемыми интрузиями, представляют собой весьма своеобразные образования. Генезис и время их возникновения до настоящего времени служат предметом дискуссий, поскольку они в значительной мере являются ключом в решении проблемы соотношения кимберлитов и базитов. Породы, относимые к этому типу, вскрыты многочисленными скважинами в апикальных частях даек на контактах с вмещающими породами вблизи Накынского поля [66, 124], а также в эксплуатационном карьере на контактах с кимберлитами – как в боковых, так и в апикальных частях дайки.

Эти брекчии свойственны, видимо, базитам всех типов, но наиболее многочисленны и лучше изучены они в связи с умереннощелочными долеритами рассматриваемого типа даек. Они вскрывались буровыми скважинами при разведке месторождения в трубке «Нюрбинская», в основном в зонах Ботуобинского и Нюрбинского разломов, интрудированных этими долеритами [206].

На контактах долеритов с карбонатными и терригенными породами кембрия брекчии тяготеют в основном к апикальным частям даек. В зависимости от соотношения в их составе магматической и терригенно-карбонатной составляющих, они могут иметь существенно базитовый, базит-карбонатный или преимущественно карбонатный состав. Вскрытая мощность брекчий составляет обычно несколько метров, редко больше, протяженность – десятки метров [124]. Вдоль контакта интрузива они могут неоднократно повторяться, их мощность уменьшаться вплоть до полного исчезновения [206]. Граница их с вмещающими породами постепенная, через зону трещиноватости; иногда брекчии образуют апофизы во вмещающие породы. Граница брекчий с базитами обычно четкая, резкая. Последние в зоне контакта обычно представляют собой тонкозернистые породы – афаниты с микропорфировой структурой; вкрапленники представлены лейстами основного плагиоклаза, частично замещенного хлорит-монтмориллонитовым агрегатом. Вдоль контакта развита зона вторичного изменения толщиной 1–2 см (рис. 16).

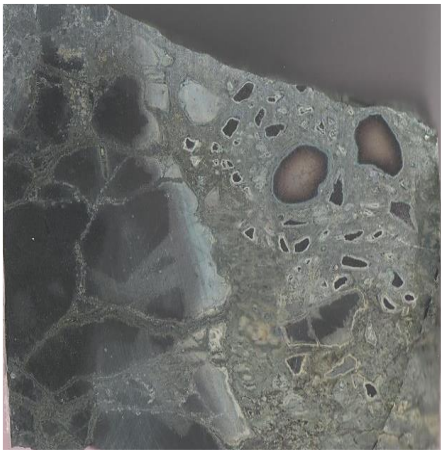


Рис. 16. Контакт афанита (слева) со светло-серой реакционной каймой и эксплозивной карбонат-базитовой брекчией (справа).

Скв. 508, гл. 278 м. Фото. Масштаб 1 : 1 (по С. А. Захарову, 2016ф).

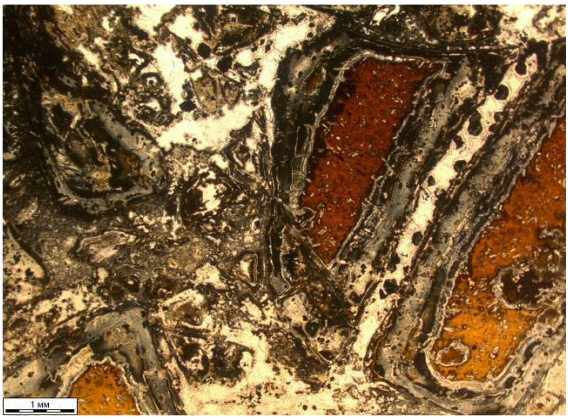


Рис. 17. Эксплозивная карбонат-базитовая брекчия (шлиф без анализатора).

Обломки бурого цвета с реакционной оторочкой базиты, светлое – цемент кальцит-хлоритовый). Фот Масштаб 1 : 20.

Вблизи контакта с базитами брекчии сложены преимущественно обломками долеритов с гиалопилитовой, интерсертальной структурами, аналогичными породам краевой фации дайки. Изредка в них содержатся единичные мелкие фрагменты вмещающих карбонатных пород. Содержание обломочного материала в брекчиях достигает иногда 90 % объема породы. Форма обломков обычно округло-угловатая, реже угловатая, размеры от долей миллиметра до первых метров. По направлению от контакта с дайкой размеры обломков траппов уменьшаются; в том же направлении возрастает доля обломков вмещающих пород и, соответственно, сокращается количество магматической составляющей и цементирующей основной массы. Вследствие интен-

сивного наложенного метасоматоза обломки карбонатного состава сильно корродированы; обломки магматических пород имеют реакционные каймы толщиной 20–30 мм, обогащенные серпентином и хлоритом (рис. 17); мелкие фрагменты базитов изменены обычно полностью. При этом в базитах снижаются содержания SiO_2, Na_2O, $Fe_{общ.}$, TiO_2 и резко (в 2 раза) повышаются содержания K_2O, MgO, CaO и летучих. В тяжелой фракции проб из брекчий в нескольких разведочных скважинах обнаружены знаковые содержания пиропа, пикроильменита, хромшпинелидов [124, 206].

Обломки сцементированы мелкозернистым гетерогенным серпентин-хлорит-карбонатным материалом с примесью талька и кварца, иногда – гипса; в тяжелой фракции протолочных проб обнаружены пирит, магнетит, андрадит и ильменит. Встречаются также жилы и гнезда, в которых наряду с карбонатом развиваются серпентин, хлорит, флогопит. В целом цементирующей массе свойственны очень высокие содержания Mg, Ca и летучих компонентов и низкие – SiO_2, TiO_2, иногда – железа [123].

Брекчии вскрыты скважинами в основном в зоне Ботуобинского разлома, секущего трубку, но они встречаются также и в параллельных ему Нюрбинском и Дьяхтарском разломах. Их вскрытая мощность – обычно около 3–5 м, но иногда она достигает 36 м [206]. Последнее значение представляется маловероятным; оно объясняется, видимо, тем, что вскрывшая их скважина прошла вдоль субвертикального тела брекчий.

Существенно иначе выглядят эти брекчии на контактах дайки базитов с кимберлитами – как на боковых, так и, видимо, в ее кровле; отличие объясняется особенностями химического и минерального состава последних. Брекчии на боковых контактах дайки были детально изучены нами в карьере Нюрбинский на горизонте –117 м (т. н. 1, 2, 4). Обычно в них прослеживается определенная зональность, выражающаяся в размерах и составе обломочного материала (рис. 18).

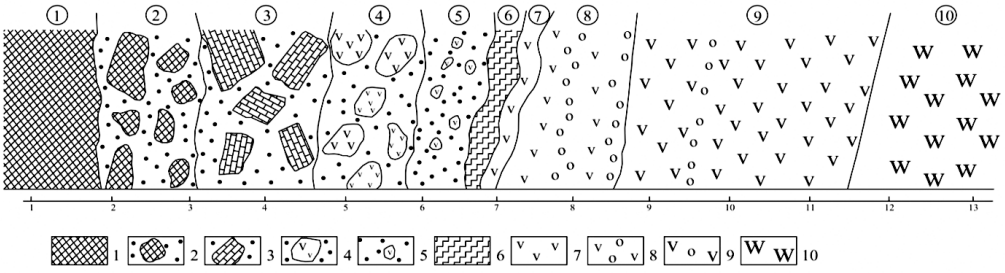


Рис. 18. Строение зоны контакта кимберлитов, эксплозивных брекчий и дайки долеритов (забой карьера Нюрбинский, гор. –117 м, т. н. 1).

1 – автолитовые кимберлитовые брекчии; *2* – карбонатные брекчии с преобладанием обломков кимберлитов; *3* – карбонатные брекчии с крупными глыбами и обломками осадочных пород рамы; *4* – карбонат-базитовые брекчии с округлыми глыбами траппов, реже осадочных пород; *5* – карбонат-базитовые брекчии с мелкими сильно измененными обломками траппов; *6* – сливная фарфоровидная карбонат-хлорит-серпентиновая порода контакта; *7* – долериты витрофировые; *8* – микродолериты тонко- и мелкозернистые, часто миндалекаменные; *9* – долериты среднезернистые, иногда миндалекаменные; *10* – габбродолериты средне- и крупнозернистые.

1. (6 на рис. 18). Непосредственно на контактах с базитами брекчии представляют собой плотную, часто сливную фарфоровидную породу светлого зеленовато-серого цвета, содержащую лентовидные, петельчатые и точечные выделения темно-серого цвета, располагающиеся в массе породы хаотично; их длина 2–50 мм, количество варьирует в пределах 10–30 % поверхности спила пришлифовки (рис. 19). Они представлены практически полностью измененными базитами, имеющими преимущественно витрофировую/гиалопилитовую структуру, с реликтами лейст сильно измененного плагиоклаза (шф. 1/1, 1/11, 4); границы их с основной массой расплывчаты. В более крупных обломках базиты приобретают характерную «петельчатую» текстуру, и в них изредка можно видеть реликты порфировых выделений плагиоклаза. Основная цементирующая масса сложена преимущественно серпентином с мелкими скоплениями тонкозернистого карбоната. В породе содержатся мелкие скелетные кристаллы андрадита, обычно образующие скопления в виде радиально-лучистых «снежинок». Граница брекчий с базитами очень четкая, резкая, с мелкими округлыми и конусовидными выступами каждой из этих пород в другую – создающими впечатление взаимного прорывания. Однако их соотношения однозначно определяются тем, что базиты нередко образуют апофизы в брекчиях мощностью 1–30 см (рис. 8, 9) и протяженностью, видимо, первые метры. Мощность этой зоны – до 0,2 м.

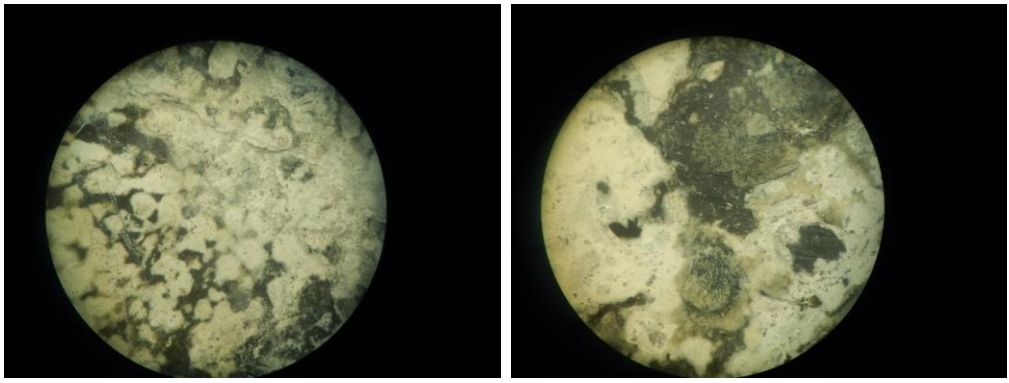


Рис. 19. Мелкие дислоцированные фрагменты долеритов в хлорит-карбонат-серпентиновой брекчии на контакте кимберлита и долерита.

Обр.1/11, масштаб 1 : 10.

Рентгеноструктурный анализ показал, что брекчии в зоне контакта сложены агрегатом серпентина и кальцита, содержащим рентгеноаморфные смектиты, незначительные количества полевых шпатов, ильменит. Серпентин представлен Al-лизардитом и клинохризотилом, свидетельствующими о высокотемпературном воздействии долеритов на брекчии и их сильном изменении. В долеритах в зоне контакта, помимо основных минералов – плагиоклаза и пироксена, присутствуют сапонит, монтмориллонит и Fe-хлорит, что является показателем (авто)метасоматического изменения долерита на контакте с брекчией (табл. 1).

2. (5 на рис. 18). Зона рыхлой, полностью дезинтегрированной (часто до глин) дресвы зеленовато-серой до белой, пятнистой. Скорее всего минераль-

ный состав этой зоны идентичен зоне 1. Во внешней ее части содержатся единичные округлые обломки долеритов размером до 0,3 м различной зернистости – от тонко- и мелкозернистых миндалекаменных до среднезернистых – идентичных комплексу пород, слагающих дайку. Все они окружены хорошо выделяющейся реакционной каймой (толщина 5–20 мм) серого цвета, в которой долериты интенсивно серпентинизированы и карбонатизированы (рис. 20, шф. 1/8, 9). Мощность зоны ~1 м.

Таблица 1

Минеральный состав карбонат-базитовых брекчий на контакте с долеритами

Номер обр.	Тип породы	Содержания минералов, %										
		A1 лизардит	Клинохризотил	Хлорит	Смектит (рентгеноаморфный)	Тальк	Полевые шпаты	Кальцит	Апатит, хантит, галит, сидерит	Гётит	Магнетит	Ильменит
1/11	Основная карбонатная масса	46	23	–	16	–	–	9	6	–	–	–
1/11	Брекчия с обломками долерита	45	10	9	12	–	11	5	5	2	–	1
1/1	Основная карбонатная масса	57	19	+	11	–	сл.	9	4	–	–	–
1/1	Брекчия с обломками долерита	48	16	7	13	–	сл.	9	4	–	–	3
11/3	Брекчия базит-карбонатная	57	13	1	9	2	–	10	2	–	5	1

Аналитик Л. В. Лисковая (АЛРОСА).

Рис. 20. Реакционная кайма светло-серого цвета (1–3 см) на ксенолите мелкозернистого долерита из карбонат-базитовых эксплозивных брекчий.

Забой карьера Нюрбинский, гор. –117 м.

3. (4 на рис. 18). Более плотная ксенотуфобрекчия с обломками гетерогенного состава скреплена, видимо, в основном тем же гидротермально-мета-

соматическим цементом, что и в предыдущих зонах. Среди обломков здесь, кроме долеритов, появляются иногда очень крупные (до 1,5 м) округлые блоки карбонатных пород, часто с характерной коричнево-желтой реакционной каймой. Состав обломков осадочных пород разнообразен: он включает обширный набор разновидностей, слагающих разреза осадочного чехла – известняки, мергели, песчаники, алевролиты, иногда со следами волноприбойной ряби. На отдельных участках порода обогащена обломками слоев гипса мощностью до 30 см. Вместе с тем в краевых частях зоны содержатся единичные обломки кимберлитов размером до 0,3 м. Следует отметить, что подобное строение характерно для контактов дайки как с южным, так и с северным блоком кимберлитов трубки (т. н. 1,2). Мощность зоны – 2–5 м.

4. (3 на рис. 18). Ксенотуфобрекчия, в составе которой доминируют обломки и крупные блоки (до 1 м) пород, аналогичных упомянутым в сл. 3. Изредка встречаются обломки кимберлитов до 30 см в поперечнике. Цементирующая масса аналогична сл. 3. Однако непосредственный контакт брекчий с кимберлитами изучить не удалось; скорее всего, он неровный, постепенный. Мощность – до 1,5 м.

5. (2 на рис. 18). Брекчия, состоящая из обломков и глыб кимберлитов с 10–15 % обломков осадочных пород. Мощность – 1 м.

6. (1 на рис. 18). Автолитовые кимберлитовые брекчии южного тела трубки.

Интрузивный контакт траппов с брекчиями доказывается также и характерной зональностью эндоконтактовой зоны дайки, рассмотренной ранее (рис. 18).

Химический состав брекчий. Анализ химического состава образцов, отобранных нами в карьере Нюрбинский из кимберлитов, долеритов и разделяющих их эксплозивных брекчий, показал, что среди последних в зависимости от положения проб в контактовой зоне выделяются разности, по уровню обогащения главными и редкими элементами тяготеющие или к долеритам, или к кимберлитам (рис. 21). Это вызвано тем, что в строении зоны брекчий участвует как кимберлитовый, так и долеритовый материал. При этом очевидно, что сами брекчии мало влияют на химизм долеритов, поскольку их анализы по мере приближения к контакту с ними почти не меняются. Но на кимберлиты брекчии оказывают более существенное воздействие: в кимберлитах вблизи контакта понижены содержания K_2O, Rb, Ba, повышены содержания P_2O_5. Та же закономерность характерна и для брекчий с преобладанием кимберлитового материала. Брекчии, обогащенные обломками долеритов, приближаются к ним по содержаниям редких элементов; в них понижаются также содержания K_2O, Ba, P_2O_5 и Sr. Все это, по-видимому, связано с более высокой степенью проницаемости кимберлитовых пород, метасоматизирующим и термальным воздействием на них долеритов, прорывающих кимберлитовую трубку.

Рассматриваемые брекчии часто понимаются как производные наиболее позднего *самостоятельного этапа* эволюции магмы основного состава, связанные с глубинными магматическими очагами и прорывающие весь комплекс магматитов – как основного состава, так и кимберлитов. При этом они выделяются в автономный гидротермально-метасоматический комплекс и по времени становления отделяются от базитов весьма существенным (более

20 млн лет) временным интервалом [126]. Основанием для такого суждения послужили результаты определения их изотопного возраста, а также приписываемые им признаки воздействия на траппы. Изредка отмечаемое в них присутствие МИК дало основание подозревать даже их некую генетическую связь с кимберлитовой магмой [124].

Однако изложенное выше показывает, что формирование этих брекчий осуществлялось, видимо, практически синхронно с внедрением магматической колонны базитов. Оно начиналось при достижении ею в ходе подъема к дневной поверхности критической глубины, на которой давление летучих в расплаве становилось выше литостатического. Дегазация магматического расплава носила взрывной характер и сопровождалась дроблением пород рамы – в том числе и консолидированных на большей глубине частей тел долеритов. Первые порции флюидизированного вещества, видимо, опережали продвижение магматической колонны в зоне разлома вследствие своей значительно большей подвижности. В этот же период начиналась консолидация периферических частей магматического тела, которая в приповерхностных условиях, при невысокой температуре пород рамы шла достаточно быстро, с образованием на контактах почти не раскристаллизованных витрофировых пород, в то время как в центральных частях тел сохранялись участки расплава с более высокими температурами, обогащенные летучими, и формировались более крупнозернистые разности вплоть до габброидов. Характерна в этом отношении позиция брекчий, тяготеющих в большей мере к фронтальным частям тел базитов.

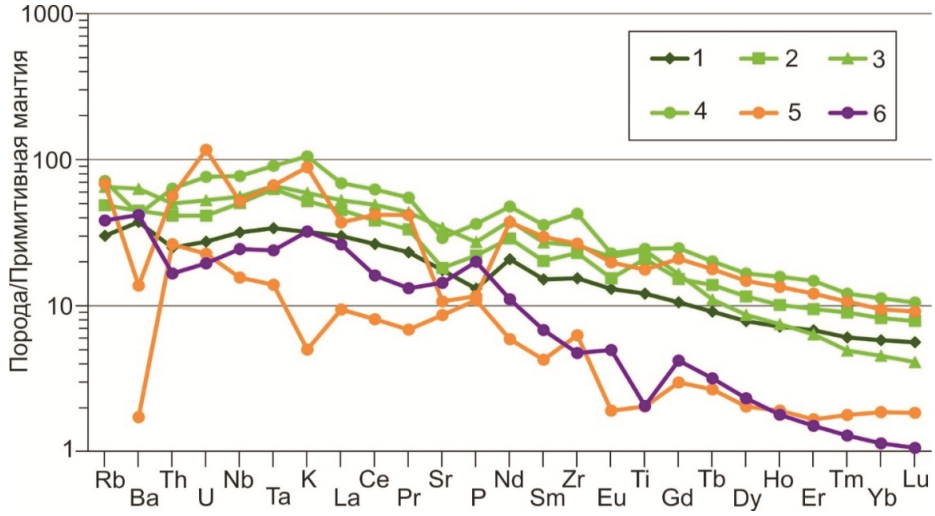


Рис. 21. Распределение редких элементов (ppm), нормированное к составу примитивной мантии, в долеритах ВМДП, кимберлитах и эксплозивных контактовых брекчиях.

1 – долериты нормального ряда даек северо-восточной ориентировки и базальты аппаинской свиты; *2* – умереннощелочные долериты даек северо-западной ориентировки (карьер Лиендокит); *3* – умереннощелочные долериты даек северо-восточной ориентировки; *4* – умереннощелочные долериты даек восток–северо-восточной ориентировки; *5* – контактовые карбонат-базитовые эксплозивные брекчии; *6* – кимберлиты трубки Нюрбинская.

Ассоциируя с верхними частями даек, брекчии содержат набор обломков, магматическая составляющая которых представляет собой фрагменты пород, слагающих эти же дайки, захваченные, видимо, на более глубоких уровнях. Несомненно также и то, что базиты имеют с брекчиями активные контакты, достаточно часто образуя в них апофизы мощностью 1–30 см, а также зоны контактовых изменений, в которых наиболее высокая активность преобразований вызывалась связанными с трапповой магмой летучими компонентами – при меньшей роли ее термального воздействия. Вместе с тем базиты, видимо, также подвергались воздействию со стороны созданной ими весьма агрессивной среды, какой являются флюидные компоненты дегазации трапповой магмы; с этих позиций это воздействие можно рассматривать как автометасоматическое.

В генетическом отношении брекчии разных типов связаны с заключительным этапом становления тел базитов и представляют собой единый комплекс, различаясь только особенностями, обусловленными различным составом субстрата. Они свойственны базитам с повышенной щелочностью – независимо от их принадлежности к тому или иному комплексу, выделявшемуся в работе [83]. Но лучше всего они изучены в связи с дайками восток–северо-восточного простирания (дьяхтарский комплекс – Легенда-2009) – как в трубке Нюрбинская, так и в зонах Ботуобинского и Дьяхтарского разломов вне трубки [206]. Их следует рассматривать как образования последнего этапа становления умереннощелочных интрузий, сопутствующие им и практически синхронные по времени формирования.

Следует также признать несостоятельным предположение о некой генетической связи рассматриваемых брекчий с кимберлитовой магмой [124], основанное на изредка отмечаемом в них присутствии МИК. Но они встречались в брекчиях только в непосредственной близости (первые километры) от кимберлитовых тел и были, видимо, захвачены базитовой магмой на более глубоких уровнях, где они могли пересекать кимберлитовые тела.

Подобного рода образования, имеющие в районе Накынского поля достаточно локальное распространение, отнюдь не уникальны; в других вулканических областях Сибирской платформы они развиты иногда достаточно широко. Так, в бассейнах правых притоков р. Нижняя Тунгуска – Туру, Кочечумо, Ямбукан, Чискова [297] во время проведения ГС и ГГС масштаба 1 : 200 000 была выявлена огромная система так называемых ЗКИ – зон каналов извержений – полоса общего субширотного простирания протяженностью более 600 км. В ее пределах располагаются многочисленные вулканические структуры трещинного типа, в результате активности которых была сформирована верхняя, существенно эффузивная часть вулканогенной толщи Тунгусской синеклизы. Приповерхностные части вулканических подводящих каналов в этой зоне сложены гиперстеновыми долеритами, относящимися к наиболее позднему интрузивному комплексу. С вулканическими аппаратами часто ассоциируют своеобразные по составу и строению мощные (до 0,5 км) зоны метасоматически измененных пирокластитов и эффузивов, развивавшиеся в основном в верхних частях вулканических построек. Эти зоны относятся к тому же типу образований, что и эксплозивные брекчии Накынского типа; обломочная часть их сложена преимущественно витрофировыми и мелкозернистыми базальтами, обычно

полностью измененными, хлоритизированными, а цементирующая масса представлена в основном хлоритом, цеолитами и карбонатом (рис. 22).

В свете этих соображений эксплозивные брекчии Накынского поля, развитые в зонах контакта базитов с породами рамы и кимберлитами и имеющие несколько различные химический и минеральный составы, следует рассматривать как своеобразные флюидно-взрывные образования завершающего этапа консолидации интрузий, сопутствующие им и практически синхронные по времени формирования. Активные контакты базитов с кимберлитами скорее всего всегда сопровождаются подобными образованиями.

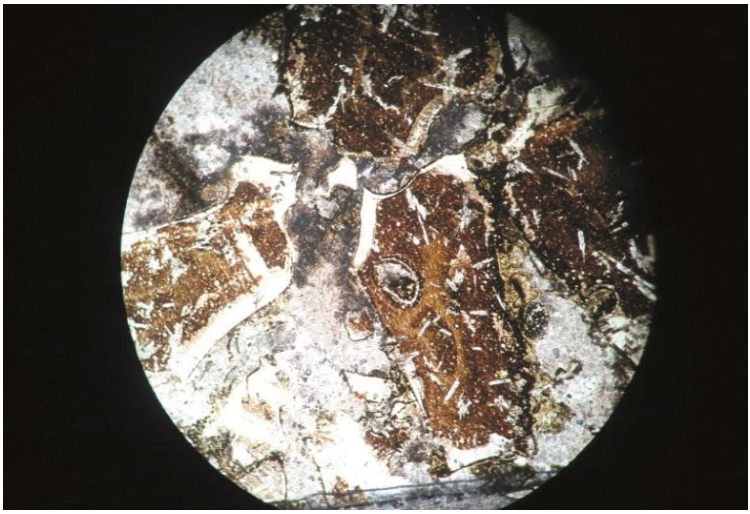


Рис. 22. Контакт обломка ожелезненного базальта с гиалопилитовой структурой в серпентин-хлорит-цеолитовой основной массе.

Шлиф 1965, масштаб 1 : 20, без анализатора.

III *группа интрузий* объединяет дайки, выполняющие зоны разломов с ортогональной относительно оси рифта ориентировкой – СЗ–ССЗ 330–350°. Они представляют собой обычно мелкие прямолинейные, иногда – несколько извилистые тела, развитые в основном в пределах нескольких поперечных зон разломов – Оту-Селенгдинской, Средне-Мархинской и др., имеющих общее северо-западное и север–северо-западное простирание. Некоторые из этих тел сопровождаются характерными расширениями в верхней части – хонолитами, среди которых лучше всего изучены дайки, обнажающиеся в среднем течении р. Хання – Большепорожская и Усть-Ханьинская, а также Лиендокитский интрузив в северной части Накынского поля, хонолит которой отрабатывается одноименным карьером бутового камня. К их числу Легедой-2009 отнесена также Эйкская дайка в долине верховьев р. Тюнг и несколько небольших пластообразных секущих тел неправильной формы. Протяженность даек обычно не превышает 10–15 км, изредка достигая 80 км; они имеют восточное или восток-северо-восточное падение под углами 80–90°. Мощность даек и хонолитов варьирует от нескольких метров до первых сотен метров, мощность пластообразных тел не превышает первых десятков метров. Интрузии

залегают в отложениях верхнего кембрия и зачастую не обнажаются не только на современной дневной поверхности, но и на доюрском эрозионном уровне, прослеживаясь только по аномалиям магнитного поля над ними; их апикальные части вскрываются скважинами обычно на глубинах порядка 100 м под кровлей палеозоя. Верхние части интрузий, выходящих на доюрский срез, затронуты процессами выветривания.

Дайки этой группы часто «пересекаются» с рассмотренными выше телами I группы. Как показывают результаты полевых наблюдений в долине р. Ханя и геофизических исследований на участках их пересечений, они, будучи производными одного и того же импульса внедрения магмы, сочленяются без видимых нарушений сплошности или изменения состава пород (рис. 24). Такой же характер сочленения свойственен протяженной, хорошо обнаженной на поверхности и детально изученной Эйкской дайке [92]. Она состоит из относительно прямолинейной дайки длиной ~50 км, ориентированной по азимуту СВ 45–50°, но в северо-восточной ее части, в долине р. Тюнг, резко меняющей направление на юго-восток – без всяких признаков прорывания – и продолжающейся вдоль нее еще на 25–30 км, тем самым подтверждая одновременность становления тел этих направлений [124]. Дайка сложена оливин- и кварцсодержащими, часто порфировыми долеритами и габбродолеритами.

Петротипом, характеризующим дайки северо-западного и север–северо-западного простирания. является Лиендокитский интрузив, расположенный в 13 км севернее Накынского кимберлитового поля, детально изученный в карьере Лиендокит [77]. Он состоит из крутопадающей дайки, являющейся его подводящим каналом, и хонолита, вскрытого в Лиендокитском карьере. Последний представляет собой пластообразное расширение дайки север–северо-западного простирания шириной 40–150 м и мощностью ~40 м; мощность дайки, видимо, значительно меньше. Северная ее часть наклонена на юго-запад под углом ~40°. Хонолит сложен средне- и крупнозернистыми оливиновыми кварцсодержащими долеритами офитовой, участками пойкилофитовой структуры (шф. 4/5) и габбродолеритами (шф. 4/6), характеризующимися повышенным идиоморфизмом плагиоклаза [156]. В шлирах габбродолеритов обособляются гнезда габбро-пегматитов. Эндоконтактовые зоны сложены порфировыми тонко- и мелкозернистыми долеритами, непосредственно на контактах – микродолеритами (шф. 4/3). Вмещающие карбонатные породы мраморизованы (шф. 4/1), иногда скарнированы; с образованием гематит-магнетитовых скарнов с мелилитом и волластонитом.

В минеральном составе пород плагиоклаз составляет более 50 %, клинопироксен (авгит и пижонит) – до 35 %, оливин (гортонолит) и продукты его замещения – до 15 %, кварц – 1–5 %, рудные – 3–5 %. Содержание вторичных (роговая обманка, тальк, хлорит, биотит, смектиты) – от 4 до 15 %, в породах эндоконтакта – 20–25 %. В габбропегматитах содержание кварца и КПШ резко возрастает (до 30 %), а клинопироксена не превышает первых процентов. Первая генерация плагиоклаза представлена лабрадором $An_{64–68}$, более поздние генерации: в оливиновых долеритах − лабрадором $An_{59–60}$, в габбродолеритах – лабрадором и андезином $An_{43–61}$, в габбропегматитах – олигоклазом $An_{23–30}$. Среди рудных доминирует ильменит со структурами распада титаномагнетита.

Химический состав пород характеризуется насыщенностью кремнекислотой, высокой железистостью (Кф = 73–76 %) и натриевым типом щелочности, повышенными содержаниями титана (до 3,90 масс. % TiO_2) и фосфора (до 0,47 масс. % P_2O_5) и несколько пониженными – алюминия, кальция, магния. Габбропегматиты и кварцевые габбродолериты, слагающие шлиры, относятся к умереннощелочным, с преобладанием калия (K/Na > 1) и с повышенными (0,97 масс. % P_2O_5) содержаниями фосфора [83].

IV *группа интрузий* – пластовые тела – силлы, иногда многоярусные. Силлы формируют часто многоярусные пластовые залежи по южной, западной и северной периферии Накынского поля, внедрявшиеся в карбонатные отложения раннеордовикского и кембрийского возраста. Накынский силл, обнаженный в устье руч. Накын и в его долине, прослежен серией скважин по правобережью и левобережью ручья в северном направлении практически до кимберлитовых трубок поля. Силл залегает по крайней мере на двух стратиграфических уровнях: в интервалах глубин 50–70 м и 160–180 м. Мощность вскрытых тел уменьшается по направлению с юга на север от 50 м (скв. Н-137) до 14 м (скв. Н-46).

Силлы сложены габбродолеритами с призматическиофитовой структурой, по направлению к кровле и подошве сменяющимися долеритами с офитовой структурой и порфировыми микродолеритами. Характерной особенностью пород является неравномерная зернистость и частая смена участков различной структуры и состава, а также широкое развитие (12–17 %) мезостазиса, свидетельствующие о быстрой консолидации интрузии в приповерхностных условиях.

Химический состав пород силлов и средние содержания микроэлементов в них близки к среднему составу однотипных пород даек ВМДП. На классификационной диаграмме фигуративные точки составов располагаются как в поле умереннощелочной серии, так и в области нормальных толеитовых расплавов [124].

Близка по своим характеристикам к Накынскому силлу также интрузия, располагающаяся восточнее, в зоне Оту-Селингдинского разлома. Вследствие большей мощности, достигающей 100 м, породы этого интрузива лучше раскристаллизованы, имеют в центральных частях призматическиофитовую структуру и почти полностью раскристаллизованный мезостазис с образованием кварца, КПШ, микропегматитового агрегата, апатита и роговой обманки. Химический состав пород характеризуется часто повышенным содержанием титана [299].

V *группа интрузий* – дугообразные и кольцевые секущие тела, иногда с реликтами сочлененных с ними силлов. Эта группа интрузивов находится в центральной зоне пояса, в районе оз. Эйик, к северо-западу и юго-западу от него. Они уверенно выделяются по аномалиям магнитного поля над ними и фрагментарным выходам на дневную поверхность, образуя систему из нескольких сопряженных полукольцевых, кольцевых и дугообразных структур неправильной, искаженной в плане формы диаметром 25–30 км. На дневной поверхности, обычно на положительных формах рельефа им соответствуют невысокие дугообразные гряды и их фрагменты, выходящие из-под широко развитых в этом районе юрских отложений. Как следует из описаний их отдельных

частей, сделанных разными авторами, они представляют собой в основном вертикальные секущие дайкообразные тела мощностью до первых сотен метров (что превосходит средние мощности даек ВМДП), сопровождающиеся на отдельных участках сопряженными с ними реликтами эродированных пластообразных тел. На современном и, видимо, доюрском эрозионном уровне секущие тела иногда прерываются, однако по материалам выполненных в этом районе крупномасштабных аэромагнитных съемок в большинстве случаев на этих перешейках они залегают на глубине первых десятков метров, продолжая уверенно прослеживаться в магнитном поле. Как секущие тела, так и реликты силлов сложены долеритами от мелко- до среднезернистых, аналогичными слагающим недифференцированные дайки, распространенные в этом районе.

Морфология этих структур позволяет сопоставить их с корневыми частями вулканических кальдер проседания, обычно возникающих в областях активного вулканизма вследствие обрушения кровли приповерхностных промежуточных магматических камер после их опустошения. Подобные структуры связаны обычно с вулканическими аппаратами эксплозивного типа [17, 297].

Северная составляющая северной кальдеры сопрягается с менее мощной и почти прямолинейной дайкой простирания СВ 45–50° (упоминавшаяся выше Эйкская дайка, [83]), резко меняющей простирание под прямым углом на юго-восточное на правом склоне долины р. Тюнг. Не исключено, что она вместе с кальдерами является частью обширной вулканической зоны. Весьма характерна также и форма южной, самой мелкой структуры (диаметр ее 15–20 км). На дневной поверхности обнажены только мощные тела ее северо-западной и юго-восточной частей, однако на юго-западной и северо-восточной участках отчетливо прослеживаются более мелкие дайки, в комплексе с первыми превращающие ее в сильно искаженный овал. Показательно также то, что общая относительно однородная и «правильно» построенная сеть субпараллельных северо-восточных разломов на этом участке нарушена и сильно искажена многочисленными мелкими разломами иных простираний, преимущественно северо-западных, возникшими в этой весьма напряженной зоне вулкано-тектонической активности.

К востоку и юго-востоку от этого участка в магнитном поле выделяется несколько аэромагнитных аномалий, по размерам и форме подобных аномалиям над рассмотренными выше кальдерами. Однако интерпретация их выглядит достаточно схематичной, выделены только оси аномалий без какой-либо характеристики вызвавших их магнитовозмущающих объектов. Это связано с тем, что эти объекты перекрыты юрскими отложениями значительно большей мощности, на дневную поверхность нигде не выходят и буровыми работами не заверялись. Тем не менее, на основании сходства с рассмотренными выше кальдерами их также можно отнести к тому же типу структур.

Широкое распространение вулкано-тектонических структур свидетельствует о том, что этот участок в позднем девоне представлял собой область интенсивного вулканизма, скорее всего – эксплозивного, связанного с вулканическими аппаратами центрального, возможно, трещинного типа.

Юго-западная зона ВМДП. На участке пояса, входящем в границы листа Q-50, преобладают достаточно мощные, но немногочисленные, обычно пря-

молинейные дайки, сложенные недифференцированными долеритами с умеренной щелочностью, сопровождающиеся иногда многоярусными силлами. Ширина пояса здесь существенно меньше, чем в центральной части: 60–70 км. На крайнем юго-западе, в границах Тунгусской синеклизы дайки часто перекрыты осадками позднего палеозоя и мощными пластовыми интрузиями раннемезозойского катангского комплекса, вследствие чего аномалии над ними полностью экранированы; но дайки иногда обнажаются в эрозионных окнах в долинах рек и ручьев.

Большая часть даек сосредоточена на юго-восточном фланге пояса, на правобережье р. Марха и в бассейнах нижних течений ее притоков: Моркока, Ыгыатта, Дьюктели и др. Дайки залегают в отложениях верхнего кембрия и зачастую не обнажаются не только на современной дневной поверхности, но и на доверхнепалеозойском эрозионном уровне, прослеживаясь только по аномалиям магнитного поля над ними; их апикальные части вскрываются скважинами обычно на глубинах до 200–400 м. Среди них преобладают дайки с простиранием от 20 до 40°; для них характерно сближенное расположение, иногда они ветвятся и пересекаются. Вне пределов мощных триасовых и пластовых нтрузий, в межтрапповых «окнах» дайки контрастно выделяются в магнитном поле в виде узких линейных, иногда дугообразных аномалий положительного знака интенсивностью до 150–200 нТл. Судя по графикам $\Delta \boldsymbol{T}_{\text{а}}$, дайки субвертикальные либо круто (до 80°) падающие на юго-восток. Апикальные части их неровные. Мощность даек изменяется от 6–8 до 80 м, протяженность достигает первых десятков километров. Характерно кулисообразное расположение их отдельных участков в тектонической зоне, причем сдвиг одного фрагмента дайки относительно другого достигает в плане 100 м.

В северо-восточной части этой зоны встречаются мелкие маломощные (до 10–15 м) дайки протяженностью в первые километры, образующие выходы в долине р. Марха. Одни из них, видимо, связаны с зоной разломов, поперечной относительно оси палеорифта; их простирания варьируют от 280 до 350°. Другие имеют ориентировку 65–85°. Мощности их обычно до 10–15 м, сложены они мелкозернистыми, редко – среднезернистыми долеритами с офитовой, изредка – пойкилофитовой структурой. По типу выполняющих их пород они аналогичны соответствующим разновидностям пород предыдущей группы. В магнитном поле они отражаются аномалиями амплитудой до 50 нТл.

Юго-западнее, где интрузии ВМДП хорошо изучены в пределах Мирнинского кимберлитового поля, «слепые» дайки, вскрытые скважинами на глубинах 280–450 м, имеют субмеридиональное простирание (СВ 10–20°) и мощность от 10–30 до 100–125 м. Они интрудированы в зоны разломов, по которым часто отмечаются достаточно значительные (с амплитудой до ~600 м) смещения. При этом иногда образуются грабенообразные впадины шириной от первых сотен метров до 2–3 км [305].

Изменения вмещающих пород кембрия и ордовика на контакте с дайками незначительны, представлены маломощными зонами повышенной трещиноватости, брекчирования, с кальцитизацией, иногда – пирит-магнетитовой минерализацией или скарнированием.

Среди них лучше всего изучены Дьюктелинская и Эркютейская дайки, которые считаются петротипами подобных интрузий для ВМДП. Большая

Дьюктелинская дайка в бассейне р. Улахан-Дьюктели прослежена по поверхности на расстояние 10 км. По простиранию она переходит в серию кулисообразно расположенных субвертикальных тел мощностью до 45 м. В магнитном поле отражается в виде линейной аномалии положительного знака интенсивностью до 150–200 нТл. По геофизическим данным, дайка субвертикальная, круто падающая на юго-восток. Основной объем дайки сложен средне- и крупнозернистыми призматически-офитовыми долеритами, переходящими по мере приближения к контактам в долериты с пойкилофитовой и офитовой структурами и далее – в порфировые микродолериты с интерсертальной/долеритовой структурой основной массы. Дифференциация в дайках проявлена слабо: в их центральных частях встречаются шлиры и линзы крупнозернистых оливинсодержащих кварцевых габбродолеритов мощностью до 5 м.

Крупно- и среднезернистые долериты центральной части дайки сложены плагиоклазом (32–40 %), моноклинным пироксеном (19–22 %), оливином, практически полностью замещенным боулингитом (2–5 %). Вторичные минералы представлены биотитом, роговой обманкой, актинолитом (в сумме 12–14 %), рудным (магнийсодержащий ильменит и титаномагнетит – около 5 %), КПШ (10–24 %), кварцем (0,5–1,2 %), апатитом (до 0,8 %). В краевых частях тел несколько уменьшается количество оливина, возрастает содержание вторичных и сокращается количество рудного.

Основная масса плагиоклаза представлена таблитчатыми индивидами и лейстами, по составу отвечающими анортиту ($An_{66–68}$ в ядре до $An_{32–49}$ по периферии зональных кристаллов). Моноклинный пироксен представлен авгитом, возможно, принадлежащим к слаботитанистой разновидности.

Химический состав пород характеризуется насыщенностью кремнекислотой, умеренным содержанием титана (2,07–2,78 масс. %) и щелочей (в среднем 3,42 масс. %) и высокой степенью окисленности железа. В краевых фациях пород увеличивается содержание SiO_2, окисного железа и P_2O_5. Однако в долеритах нескольких даек северо-западного и субмеридионального простираний резко повышены содержания титана (3,8–4,93 масс. % TiO_2) и фосфора (0,42–0,58 масс. % P_2O_5) при сопоставимых содержаниях щелочей. В то же время в породах даек, ориентированных в других румбах, содержания этих окислов за редким исключением остаются низкими.

В этой зоне развиты также силлы долеритов, залегающие обычно на значительной глубине и вскрытые несколькими глубокими нефтепоисковыми скважинами. Скв. 31 вскрыты силл в инт. 1462–1510 м мощностью 48 м, залегающий в разрезе чарской свиты нижнего кембрия, а также силл в инт. 1023–1045 м (метегерская свита среднего кембрия – мирнинская свита верхнего кембрия). Силлы сложены долеритами и микродолеритами темно-зеленого, почти черного цвета, мелко- среднезернистыми массивными. Контактовое воздействие на перекрывающие и подстилающие породы ограничено перекристаллизацией, доломитизацией в зоне до 2–3 м, изредка – ороговикованием (0,1–0,3 м) [51].

На том же стратиграфическом уровне на смежных с юга площадях (P-50-I,II) глубокими скважинами также вскрываются пластовые тела долеритов; это позволяет полагать, что силлы имеют значительное площадное распростра-

нение – возможно, в виде единого тела, и связаны с соленосными частями разреза чарской свиты. Мощность силлов может достигать 130–140 м.

Подобные силлы, внедрившиеся в отложения венда и нижнего палеозоя (до верхнего кембрия) широко развиты в пределах антиклинальных структур этой зоны.

Кроме того, в магнитном поле здесь выделяется несколько крупных (диаметром до 15 км) аномалий дугообразной формы, обращенных выпуклой стороной преимущественно на северо-запад (рис. 5). Они вызваны магматическими телами, не обнажающимися на дневной поверхности и нигде не вскрытыми скважинами, залегающими в толще кембрия на глубине десятков – первых сотен метров. Судя по их форме, они представляют собой дугообразные и кольцевые дайки, выполняющие разломы, ограничивающие вулканические кальдеры проседания. Подтверждением этому являются несколько трубок взрыва, известные в этом районе, которые будут рассмотрены далее. Подобные структуры известны также в центральных частях ВМДП, где они фрагментарно обнажаются на поверхности (район оз. Эйик). Скорее всего, состав слагающих их пород аналогичен рассмотренным выше интрузиям.

Северо-восточная зона пояса. По направлению с юго-запада на северо-восток в пределах пояса возрастает, видимо, глубина доюрского эрозионного среза при одновременном сокращении мощности чехла юрских отложений, и в бассейнах рек Тюкян и Тюнг магматические тела, прорывающие отложения нижнего палеозоя, чаще обнажаются на дневной поверхности в эрозионных окнах в плаще юрских осадков. По данным бурения, в случае выхода на доюрский эрозионный уровень они затронуты выветриванием на глубину до нескольких десятков метров. Это область наиболее интенсивного развития базитовых интрузий; ширина пояса здесь возрастает, достигая максимума в 150 км.

Как и в центральной зоне, в северо-восточной части пояса максимальным распространением пользуются дайки; встречаются также небольшие пластообразные тела и хонолиты. Типы, размеры, морфология и состав тел в общем случае аналогичны центральной части, но простирания продольных даек постепенно (видимо, следуя изменению направления оси палеорифта), но ощутимо отклоняются от прежнего, северо-восточного направления, меняя его на север–северо-восточное и субширотное; иногда они переходят по простиранию в системы менее мощных сближенных тел. При этом некоторые протяженные дайки имеют хорошо выраженную дугообразную форму, в том числе и дайка на северо-западе границе пояса. Разрывные нарушения, с которыми связаны такие тела, имеют иногда сдвиговую составляющую, вызывающую образование по внешней стороне дуги, образование оперяющих трещин отрыва, выполненных кулисно расположенными мелкими дайками, хорошо отражающимися в магнитном поле в районе оз. Эйик (рис. 23). При этом зона основного разлома в магнитном поле отражается не всегда, поскольку, видимо, в момент внедрения расплава находилась в режиме сжатия и поэтому не содержит магматический материал.

Составы пород, слагающих интрузии разных типов, аналогичны таковым в центральной зоне. При этом в долине р. Тюнг долериты даек с простираниями СВ 55–60° и ССЗ 340–350°, легендой соответственно к вилюйско-мархин-

скому и среднемархинскому комплексам, имеют содержания TiO_2, P_2O_5 и K_2O (соответственно 2,47, 0,25, 0,94 масс. %), свойственные породам нормальной щелочности, в то время как породы даек с субширотными и север–северо-восточными простираниями (дьяхтарский комплекс по легенде) характеризуются повышенными содержаниями TiO_2, P_2O_5 (4,58, 0,52 масс. %), позволяющими отнести их к умереннощелочным – но при очень слабоповышенных содержаниях K_2O (1,66 масс. %) (табл. 2).

Дайки, связанные с зонами разломов, ортогональных оси палеорифта, имеют здесь очень незначительное распространение.

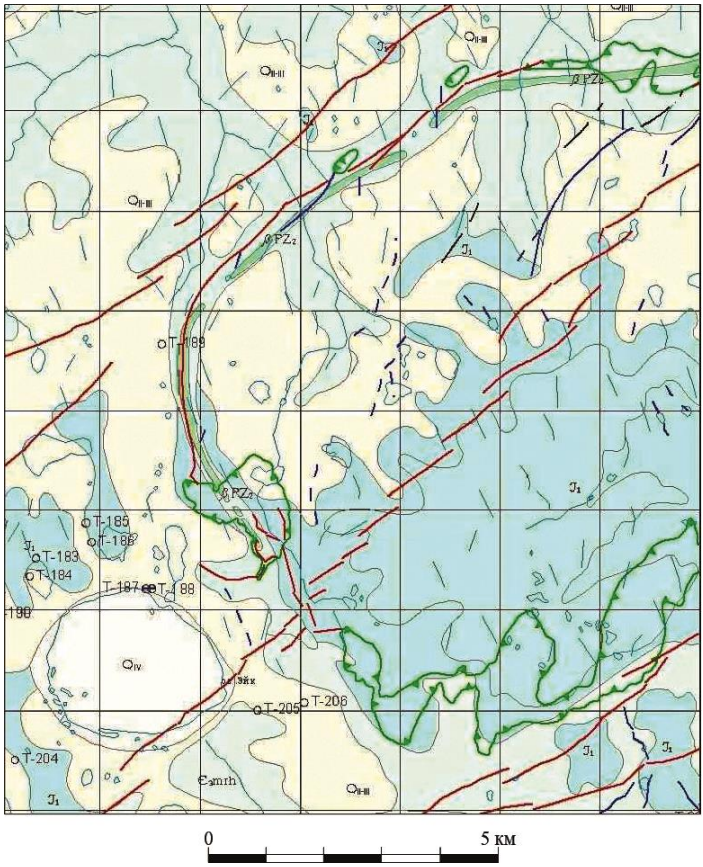


Рис. 23. Оперяющие трещины отрыва на правостороннем сдвиге, выполненные дайками, и фрагменты интрузий, выполняющих стенки кальдер обрушения (район оз. Эйик)

(по материалам С. В. Бондаренко, 2013ф).

Возраст пород различных комплексов ВМДП. Прямые геологические данные, позволяющие подойти к решению проблемы возраста интрузий ВМДП, позволяют сделать это только в достаточно широком диапазоне геологического времени. Нижним возрастным пределом их формирования явля-

ется ранний ордовик, поскольку они интрудируют отложения балыктахской свиты. В то же время они срезаются толщей терригенных пород карбона, служащего верхним временным репером. Кроме того, одна из даек вилюйско-мархинского комплекса прорывает трубку Нюрбинская, в кимберлитах которой установлены ксенолиты пород с живетскими и раннефранскими конодонтами. Этому результату соответствует и косвенный критерий: считается, что наиболее масштабные проявления магматических процессов в пределах Патомско-Вилюйского палеорифта, с которым связано формирование интрузий, происходили в позднем девоне и завершились в раннем карбоне [10].

Таблица 2

Средние содержания показательных окислов* в базитах Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, кимберлитах трубки Нюрбинская и карбонат-базитовых эксплозивных брекчиях (масс. %)

Типы пород	Ориентировка, комплекс**	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$Fe_2O_{3общ.}$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Долериты нормальной щелочности n = 4	СЗ 320–С10° (S_2sm)	48,35	2,47	14,38	14,00	5,66	10,43	2,20	0,94	0,25
Долериты умереннощелочные n = 5		45,78	4,58	13,40	16,88	5,69	7,55	2,01	1,66	0,52
Долериты нормальной щелочности n = 7	СВ 40–50° (D_3vm)	47,86	2,42	13,83	14,51	6,21	10,37	2,30	0,94	0,25
Долериты нормальной щелочности n = 2	С-СВ 60–70° (C_1dh)	49,05	2,36	13,70	14,75	5,73	9,32	2,24	1,45	0,26
Долериты умереннощелочные n = 17		46,42	4,55	12,56	15,51	6,46	7,10	1,90	2,43	0,69
Карбонат-базитовые брекчии n = 4	Контактовые брекчии	35,85	1,98	7,16	6,51	24,35	8,95	0,33	1,36	0,31
Базальты n = 5	D_3ap	48,56	2,48	14,40	13,52	6,41	10,26	2,28	0,84	0,29
Кимберлиты n = 5	D_3nk	28,54	0,55	3,63	7,66	24,60	14,48	<0,1	0,64	0,68

Анализы выполнены в ЦЛ ФБГУ ВСЕГЕИ в 2020 г.

* В таблице показаны только содержания оксидов, типоморфные для выделенных в графе 1 типов пород.

** Комплексы магматитов ВМДП и стратиграфических подразделений указаны в соответствии с Легендой-2009: S_2sm – среднемархинский; D_3vm – вилюйско-мархинский; C_1dh – дьяхтарский; D_3nk – накынский; D_3ap – аппаинская свита.

Существует очень большое количество определений изотопного возраста интрузий пояса изотопными методами – видимо, всеми известными на настоящее время. Однако полученные с их помощью результаты дают значительно более широкий разброс возможного времени их формирования. Принятая в Легенде-2009 систематика магматитов и возрастная привязка выделенных комплексов основана на результатах анализа Sm-Nd методом, который определяет временной интервал их становления почти в 100 млн лет – от начала позднего силура (426 млн лет) до границы раннего и среднего карбона (321 млн лет).

Возраст комплекса среднемархинского, считающегося наиболее ранним, определен этим методом для его петротипа – хонолита в карьере Лиенодокит; он составляет 426 ± 42 млн лет (поздний силур). Возраст вилюйско-мархинского комплекса по пробам из даек северо-восточного простирания, вскрытых скважинами в Накынском поле – 377 ± 40 и 376 ± 42 млн лет (франский ярус верхнего девона). Возраст даек с простиранием СВ 50–55°, отнесенных к дьяхтарскому комплексу, по пробам из тел в районе Накынского поля составляет 321 ± 36 и 331 ± 47 млн лет, что соответствует средней части карбона. Эти результаты характеризуются очень низкой доверительностью: точность Sm-Nd метода для среднемархинского комплекса составляет ± 42 млн лет, вилюйско-мархинского ± 40–42, дьяхтарского – до ± 47 млн лет, что сопоставимо с интервалом датировок этих комплексов.

Многочисленные датировки K-Ar методом дают еще более обширный разброс результатов. Для среднемархинского комплекса по пробам из силлов и даек в Накынском районе получены даты от 496 до 400 млн лет (конец кембрия – начало девона) [124]. Датировки долеритов вилюйско-мархинского комплекса получены по пробам из даек в бассейнах рек Ханння, Накын, Тюкэн, Тюнг и среднего течения р. Мархa. Результаты анализов крайне неоднозначны: 7 анализов – от 378 ± 7 до 359 ± 12 млн лет – D_3fr-fm; 7 анализов от 356 до 311 млн лет – карбон; 2 анализа – 301 ± 9; 265 ± 4 – низы перми до начала верхней перми. Результат датирования интрузий, отнесенных к дьяхтарскому комплексу, еще более противоречив: полученные даты: 412 ± 2, 372 ± 10, 322 ± 8 млн лет – относятся к нижнему, верхнему девону и середине карбона [83].

Результаты, полученные Rb-Sr методом для «дотрубочных» базитов из дайки, секущей трубку Нюрбинская, показали изохронный возраст 703 ± 82 млн лет, а K-Ar метод по тем же пробам дал для одного образца позднерифейский возраст, для двух других – раннекаменноугольный [109].

Результат датирования U-Pb SHRIMP методом по циркону долерита, отобранного нами из центральной части хонолита в карьере Лиендокит (среднемархинский комплекс), составляет 397 ± 5 млн лет, что отвечает верхам раннего девона. Результат по другой нашей пробе из дайки в бассейне р. Тюнг, отнесенной к дьяхтарскому комплексу, тем же методом по циркону равен 290,3 ± 9,6 млн лет – ранняя пермь.

Все эти результаты нельзя признать удовлетворительными. Кроме того, многие из них (в том числе – принятые в Легенде-2009) прямо противоречат декларируемой не только Легендой, но и абсолютным большинством других источников принадлежности *всего комплекса* интрузивных магматитов ВМДП

к рифтовому этапу развития этого региона, который столь же уверенно относится к среднему и позднему девону. Однако систематика, принятая в Легенде-2009, априори признавая связь магматитов пояса с рифтингом, образование наиболее ранней части этой ассоциации – среднемархинского комплекса связывает с неким гипотетическим событием в позднем силуре, а наиболее поздней – дьяхтарского комплекса – с ранним карбоном, и только один из них – вилюйско-мархинский комплекс – относит к позднему девону. При этом силурийский, равно как и каменноугольный период на Сибирской платформе, характеризуются как практически амагматичные, со спокойной, лишенной заметных проявлений дизъюнктивной тектонической активности обстановкой [122].

Широкие вариации значений абсолютного возраста магматитов ВМДП, полученные с помощью изотопных методов, могут быть обусловлены как ограничениями применяемых методов, так и сильной измененностью накынских кимберлитов в результате воздействия постмагматических процессов (связанных в том числе и с более молодыми кимберлитами Накынского поля), искажающих изотопные системы и снижающих точность анализа. В частности, точность Sm-Nd метода для среднемархинского комплекса составляет ±42 млн лет, вилюйско-мархинского – ±40–42, дьяхтарского – до ±47 млн лет, что существенно превышает интервал датировок этих комплексов. Существует большое количество определений, выполненных и другими методами, расхождения результатов которых сопоставимы с приведенными выше. Кроме того, сильно осложняет задачу также сближенность формирования не только всей популяции базитов, но и кимберлитов.

Оценка обширного материала по изотопным датировкам базитов Вилюйского палеорифта показывает, что в этом многообразии данных лучшей сходимостью результатов, полученных в разное время и в разных лабораториях, обладают данные $^{40}Ar/^{39}Ar$ метода. Возраст интрузий ВМДП по ним оценивается в инт. от 368,5 до 376,3 млн лет, что соответствует верхам франского – фаменскому ярусу верхнего девона [66, 142] (преобладают значения от 373,7 до 376,3 млн лет). Хорошо соответствует этому результат датирования дайки, прорывающей трубку Нюрбинская, составляющий 374,4 ± 3,5 млн лет. Эти данные лучше всего сочетаются и с общегеологическими представлениями об эволюции Патомско-Вилюйского палеорифта. Отметим, что он относится к ВМДП в целом как к единому комплексу.

Не имея собственных убедительных доказательств времени формирования базитов вилюйско-мархинского комплекса, в свете почти всегда крайне широкого разброса рассмотренных выше результатов изотопии при их обычно низкой обоснованности, считаем возможным оставить за ними интервал от позднего девона до раннего карбона, считающийся общепринятым для всех алмазоносных (и не только!) полей Якутии, в том числе – и Легендой-2009.

Трубки взрыва основного состава среднепалеозойского возраста. В отчетах компании АЛРОСА о работах по поискам алмазов в районе Накынского поля и на правобережье р. Марха упоминаются эксплозивные образования, выполняющие трубки взрыва, ассоциирующие с интрузиями Вилюйско-Мархинского пояса. Большая их часть находится в районе Мало-Ботуобинского райо-

на, и к их числу на площади листа Q-50 могут быть отнесены только три трубки, расположенные на правобережье р. Мархa.

Образования, выполняющие трубки, рассматриваются в Легенде-200 Мархинская 2002 г. как экструзивные фации ыгыаттинско-ботуобинской серии магматитов, соответствующей в Легенде-1000 2009 г. вилюйско-мархинскому комплексу. Трубки выявлены при заверке бурением магнитных аномалий «трубочного» типа в пределах Вилюйско-Мархинской зоны разломов на площади, примыкающей к Накынскому кимберлитовому полю с юго-запада [195]. Они расположены на правобережье р. Марха и в бассейне р. Ыгыатта; перекрыты чехлом нижней юры мощностью 25–32 м. Представляют собой округлые в плане трубчатые тела диаметром 100–150 м. Тело с аномалией Т-9/99 находится в осевой части линейной магнитной аномалии от дайки, выполняющей разлом северо-восточного направления и явно генетически с ней связана. Аномалия Т-3/99 выделена между двумя линейными аномалиями от даек (в 750–800 м от них), имеет также северо-восточную ориентировку и, возможно, генетически связана с одной из них.

Трубки сложены обломками измененных кристаллолитовитрокластических туфов, плагиофировых базальтов, кластолав и жерловых туфов, содержащихся в них в различных количествах. Основной объем обломков представлен магматическим материалом и частично – ксеногенными обломками вмещающих пород. Обломки магматических пород доминируют; они имеют неправильную угловатую и изометричную форму, представлены афировыми и миндалекаменными палагонитовыми базальтами, гиалобазальтами, а также осколками и округлыми фрагментами вулканического стекла. Миндалины имеют размеры до 1–3 мм и выполнены относительно свежим вулканическим стеклом, редко кварцем. Структура пород литокристаллокластическая. В массе породы заметны многочисленные обломки кристаллов пироксена. Ксеногенный материал составляет от 3–5 до 10–15 % объема пород; представлен известняками, реже мергелями, с размером обломков от 0,2–1,0 до 20 см; при этом в верхних частях тел преобладают обломки карбонатных пород, а на глубине – субщелочных базитов. Связующая масса в трубочных телах представлена тонкодисперсным глинисто-карбонатным агрегатом. Глинистая составляющая цемента представлена монтмориллонитом и тонкодисперсным карбонатным веществом.

В тяжелой фракции пород преобладают альмандин, дистен, ставролит, циркон, турмалин, ильменит, магнетит, хлорит, пирит, реже клиноцоизит и биотит. Подобный состав тяжелой фракции, а также широко развитая кальцитизация позволяют говорить о повышенной флюидности исходного расплава и о последующем влиянии процессов скарнирования исходных пород.

По составу магматиты обломков близки к нормальным базальтам; отмечаются разности и с субщелочным химизмом и минералогией, свойственной трахибазальтам.

Образования базитовых трубок взрыва объединены в ыгыаттинский комплекс, возраст которого, по геологическим данным и в соответствии с возрастом комагматичных и синхронных им образований вилюйско-мархинского комплекса, определен как поздний девон – нижний карбон [77].

Близкие по составу и условиям залегания тела эксплозивных брекчий были вскрыты рядом скважин в пределах Накынского кимберлитового поля;

пространственно они сопряжены с дайками умереннощелочных базитов. Состав и количество обломочного материала в них аналогичны рассмотренным выше брекчиям трубок взрыва. В непосредственной близости от контакта с телами базитов размеры обломков достигают первых метров. Почти все обломки базитов в той или иной мере подвержены воздействию гидротермальных и пневматолитовых процессов, приводящих к образованию широких реакционных кайм, связанных с развитием хлорита и серпентина, а иногда и к почти полному изменению их. Цементирующая масса брекчий имеет мелкозернистое строение и серпентин-хлорит-доломит-кальцитовый состав, в подчиненном количестве встречаются тальк и кварц.

Однако имеется их существенное отличие от рассмотренных выше базитовых трубок; оно заключается в том, что в цементе брекчий в незначительном количестве диагностированы серпентин, хлорит, флогопит, а в составе тяжелой фракции – знаковые содержания МСА: пиропа, пикроильменита, хромшпинелидов, а также альмандина, подобного таковому из ксенолитов метаморфических пород. Это связано, видимо, с тем, что флюидизированная субщелочная магма, образующая посткимберлитовые дайки, захватывает на глубоких горизонтах фрагменты кимберлитов и переносит их в апикальные части тел, где и формируются эксплозивные брекчии [195, 206].

Проблема систематики интрузивных образований Вилюйско-Мархинского дайкового пояса и их соотношений с кимберлитами

Существующая систематика интрузивных образований ВМДП (Легенда-2009) основана на комплексе критериев, к которым относятся *петрохимические особенности* пород, их *возраст*, а также *ориентировка* даек в пространстве; значение последнего критерия не менее важно, поскольку большинство даек не обнажается не только на дневной поверхности, но и на доюрском эрозионном уровне, и определить их принадлежность к тому или иному комплексу можно только по ориентировке связанных с ними аэромагнитных аномалий. При этом соотношение интрузий различных комплексов устанавливается по *характеру пересечения тел* (или вызываемых ими аномалий), входящих в их состав, между собой или с другими геологическими объектами, возраст которых известен; это является дополнительным критерием при установлении последовательности формирования тел разных комплексов.

Однако проведенный нами анализ показал, что эти критерии не являются достаточно надежными.

1. Рассматривая *критерий вещественного сос*тава, следует отметить существенное отличие Патомско-Вилюйского палеорифта (по крайней мере – его северо-западной части в границах листа Q-50) от известных структур подобного типа, состоящее в крайнем однообразии состава связанных с ним магматических пород. Континентальным рифтам свойственна обычно обширная гамма магматитов, как интрузивных, так эффузивных и эксплозивных, включающая иногда породы от ультраосновного до кислого состава, от пород с нормальной щелочностью до типичных щелочных. Это может объясняться скорее всего, незавершенностью эволюции Вилюйского рифта, остановив-

шейся на континентальной стадии развития, а также постоянной, достаточно высокой скоростью растяжения литосферы. Кроме того, это однообразие может быть связано и с тем, что комплекс магматитов ВМДП подвергся глубокому размыву, в результате чего его верхние части, магматитам которых свойственно обычно более широкое разнообразие составов пород, были эродированы.

Интрузии, входящие в ВМДП, имеют весьма близкие характеристики: они сложены ограниченным набором пород, среди которых преобладают призматически-офитовые долериты и габбродолериты с постоянным присутствием позднемагматического кварца (до 5–6 об.%), содержащие 3–5% продуктов ранней кристаллизации магмы. При этом встречаются как оливин-нормативные, так и кварц-нормативные породы при преобладании последних. Процессы внутрикамерной дифференциации проявлены слабо; они свойственны только наиболее мощным телам, в центральных частях которых кристаллизуются шлиры и жилы габбро. На этом фоне выделяется только дайка, прорывающая трубку Нюрбинская; она дифференцирована от долеритов до габбродолеритов и кварцевых монцонит-порфиров. Следует отметить, что этот тип дифференциации установлен только в этой единственной дайке; это связано, возможно, с контаминацией веществом кимберлитов, химизм которых существенно отличается от пород кембрия. Приконтактовые зоны всех тел сложены разновидностями с тонко- и мелкозернистой структурой и миндалекаменной текстурой.

Столь же близок и химический состав пород всех комплексов; на вариационных диаграммах фигуративные точки их составов образуют компактное единое поле, отвечающее насыщенным толеитам известково-щелочной серии нормальной щелочности. Породы с несколько повышенной суммой щелочей встречаются достаточно редко, большая их часть относится к телам, развитым в Накынском поле, особенно – к дайке, интрудирующей трубку Нюрбинская; при этом типичные породы щелочной серии отсутствуют. В этих обстоятельствах основным системообразующим критерием становятся содержания титана и фосфора, которые позволяют достаточно уверенно выделить среди них два ряда (серии) пород, различающиеся по содержаниям TiO_2, P_2O_5, реже – K_2O (табл. 2):

– умереннотитанистые долериты (TiO_2 в среднем, 2,5 масс.%); они принадлежат к калиево-натриевой (Na_2O/K_2O = 1,8–3,0) серии, имеют нормальную щелочность ($K_2O + Na_2O \leq 3$ масс.%), нормальную (5,1–8,0 масс.% MgO) магнезиальность. Породы характеризуются пониженными содержаниями P_2O_5 (в среднем 0,3 масс.%), Sr (в среднем 360 ppm), повышенными содержаниями Cr (85 ppm), низким фракционированием REE (La/Yb 7,4), сглаженным графиком распределения REE без хорошо выраженных аномалий (рис. 20);

– высокотитанистые долериты (TiO_2 3–5, в среднем 4,4 масс.%). Они обычно также имеют нормальную, изредка умеренную щелочность, занимая граничное положение между ними ($K_2O + Na_2O$ = 2,5–5,8 масс.% при граничных содержаниях суммы щелочей 4,5–22,0). Почти все они принадлежат к породам калиево-натриевой и только в одной дайке (прорывающей кимберлитовую трубку) – к калиевой серии ($Na_2O/K_2O < 1$). С повышенным содержанием TiO_2 в них всегда четко коррелируют повышенные содержания P_2O_5 (0,6–0,78

до 1,42 масс. %) и менее отчетливо – повышенные содержания K_2O (2,0–3,6 до 5,42 масс. %); содержания Cr понижены (47 ppm). Породы характеризуются более высокой степенью обогащения высокозарядными некогерентными элементами (Rb, Th, U, Zr, Nb, Ta) и редкоземельными элементами: содержания Zr, Nb, Ta, LREE в 2 раза выше, чем в умереннотитанистых долеритах (рис. 20). Степень фракционирования REE в этих породах выше, чем в умереннотитанистых (La/Yb 9,8).

Следует заметить, что к умереннощелочным мы относим все породы с повышенным содержанием TiO_2 и P_2O_5 – вне зависимости от содержания K_2O, поскольку калий, в отличие от титана, принадлежит к числу элементов, обладающих повышенной подвижностью; при этом учесть все возможные факторы, влияющие на его консервацию в исходной породе или вынос из нее, не представляется возможным. Это хорошо иллюстрируется поведением K_2O в дайке, прорывающей кимберлиты, незакономерно меняющимся от 0,94 до 5,42 %. В высокотитанистых долеритах, встречающихся в дайках вне Накынского поля, содержания K_2O вообще составляют от 0,60 до 2,43 %, а эти долериты находятся на границе пород с нормальной и умеренной щелочностью (табл. 3).

Таблица 3

Содержания показательных окислов в базитах Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, кимберлитах трубки Нюрбинская и карбонат-базитовых эксплозивных брекчиях (масс. %)*

Долериты ВМДП в долине р. Мархa и в районе Накынского поля (карьер Лиендокит)										
№ п/п	Номер пробы	Комплекс**	Ориентировка	SiO_2	TiO_2	$Fe_2O_{3общ.}$	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
1	1017/1	S_2sm	20°	48,5	2,71	15,5	9,91	2,18	1,13	0,26
2	11/2	»	Силл	49,4	2,29	13,9	10,2	2,16	1,00	0,24
3	1001/1	»	280°	38,4	4,93	23,5	2,8	1,23	2,15	0,52
4	2/1	»	275°	47,3	4,90	13,3	9,61	2,63	1,57	0,58
5	1001/2	»	280°	46,9	4,69	14,0	9,11	2,36	1,59	0,57
6	4/5	»	355° (Лиенд)	48,4	3,80	15,2	8,01	2,01	1,47	0,42
7	4/6	»	355° (Лиенд)	47,9	4,60	18,4	8,24	1,84	1,54	0,49
8	1036	D_3vm	40°	49	2,33	14,8	10,6	2,14	1,06	0,25
9	1022/1	»	45°	48,2	2,56	15,2	9,52	2,18	1,13	0,26
10	8/3	»	45°	49,3	2,26	12,4	10,3	2,34	0,97	0,24
11	1014/2	»	Силл	47,8	2,07	13,7	10,3	2,01	1,00	0,22
12	23/1	C_1dh	65°	49,3	2,38	14,8	10,2	2,1	1,01	0,26
13	21/2	»	85°	48,8	2,34	14,7	8,44	2,37	1,89	0,26
14	2/2	»	95°	46,8	4,66	13,3	9,45	2,39	1,54	0,58
Долериты ВМДП в долине р.Тюнг										
15	3022/3	S_2sm	300°	47,7	2,55	13,1	11,2	2,18	0,74	0,24
16	3022/2	»	300°	47,8	2,34	13,5	10,4	2,27	0,87	0,26
17	11/2а	D_3vm	силл	45,4	2,27	15,4	11,1	2,28	1,05	0,23

Долериты ВМДП в долине р. Марха и в районе Накынского поля (карьер Лиендокит)										
№ п/п	Номер пробы	Комплекс**	Ориентировка	SiO_2	TiO_2	$Fe_2O_{3общ.}$	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
18	3011/2	»	силл	49,4	2,67	14,1	10,4	2,89	0,60	0,30
19	4005/1	»	силл	45,9	2,78	16,0	10,4	2,28	0,79	0,28
20	4002/1	C_1dh	85°	46,6	4,11	16,0	6,5	2,56	1,12	0,45
21	4002/2	»	85°	44,5	4,17	17,0	7,66	2,83	2,43	0,41
22	4003/5	»	100°	45,7	3,32	17,4	9,79	2,32	0,98	0,32
23	4003/6	»	100°	44,1	4,29	17,0	9,13	2,65	1,55	0,38
24	3014/8	»	обломок	42,1	4,52	22,1	3,75	2,1	1,20	0,49
Долериты дайки, прорывающей трубку Нюрбинская (дьяхтарский комплекс)										
25	1/1	C_1dh контакт	55°	47	5,07	15,6	5,65	1,68	3,36	0,78
26	1/2	»1 м	»	46,6	5,02	14,6	3,99	1,41	4,60	0,80
27	1/3	»2 м	»	46	4,90	15	8,28	1,7	1,86	0,75
28	1/4	»3 м	»	46,6	5,20	17,6	5,49	1,53	3,60	0,78
29	1/5	»5 м	»	47,1	5,18	17,2	5,66	1,9	2,30	0,78
30	1/6	»7 м	»	45,5	5,07	16,1	7,89	1,67	2,33	0,64
31	1/7	»10 м	»	46,2	4,38	16,1	5,59	1,49	0,94	0,59
32	1/8	Обломок	»	46,6	5,06	14,9	6,02	1,77	2,87	0,76
33	12	» Центр	»	48,2	3,67	13,9	9,05	2,13	1,76	0,72
34	12/2	Обломок	»	45,5	5,39	14,3	5,8	1,81	2,33	0,74
35	5/4	» Центр	»	45,9	4,67	10,3	8,17	0,41	5,42	0,72
36	5/5	» Центр	»	50,2	3,19	17,3	6,56	2,1	2,25	1,46
Карбонат-базитовые эксплозивные брекчии										
37	1/11			35,1	0,31	8,39	5,17	<.1	0,13	0,16
38	5/1			39,5	4,25	5,36	14,2	0,13	1,63	<.05
39	1/11a			33,1	0,51	3,87	6,7	0,44	0,16	0,29
40	12/1			35,7	2,85	8,43	9,73	0,41	3,50	0,48
Кимберлиты трубки Нюрбинская (накынский комплекс)										
41	1/13	D_3nk		32,0	0,59	7,25	13,3	<.1	0,78	0,58
42	5	»		35,5	0,50	8,85	6,16	<.1	0,15	0,46
43	5/0	»		30,9	0,38	5,97	14	<.1	0,21	0,43
44	5/2	»		10,6	0,90	8,47	31,1	<.1	1,11	1,50
45	8/1	»		33,7	0,40	7,75	7,86	<.1	0,93	0,45

Анализы проводились в ЦЛ ВСЕГЕИ (аналитик В. Н. Кириллов).

* В таблице показаны только содержания оксидов, типоморфных для выделенных комплексов.

** Комплексы магматитов ВМДП и стратиграфических подразделений указаны в соответствии с Легендой-2009: S_2sm – среднемархинский; D_3vm – вилюйско-мархинский; C_1dh – дьяхтарский; D_3nk – накынский; D_3ap – аппаинская свита.

Как показывают полученные нами результаты, высокотитанистые породы характерны в основном для даек в Накынском поле и на востоке пояса, в бассейне р. Тюнг (табл. 3, ан. 20–24), где они по ориентировке должны относиться к дьяхтарскому комплексу. Особенно высоки концентрации TiO_2 в контактовой зоне дайки с карбонат-базитовыми брекчиями; но содержания K_2O в долеритах центральной части этой дайки (табл. 3, ан. 31, 36) оказываются иногда существенно ниже (0,94–2,25 %). Однако в долине р. Марха дайки, относимые к дьяхтарскому комплексу (табл. 3, ан. 12, 13), характеризуются обычно невысокими содержаниями TiO_2 (2,3–2,4 %), P_2O_5 (0,26 %) при сопоставимых содержаниях других компонентов.

Прямо противоположная пространственная закономерность в содержании TiO_2 свойственна породам, относимым к среднемархинскому комплексу. В долине р. Марха и в районе Накынского поля (табл. 3, ан. 3–7) это преимущественно высокотитанистые породы, почти всегда с высоким содержанием фосфора и изредка калия (до 2,15 % K_2O). Но в восточной части ВМДП, в бассейне р. Тюнг, они отличаются только несколько повышенными содержаниями $Fe_{общ.}$ (14,9–16,2 %) при низких содержаниях TiO_2, P_2O_5 и K_2O (табл. 3, ан. 15, 16).

Причиной подобной инверсии химизма даек различной ориентировки по простиранию может, вероятно, являться латеральная гетерогенность состава пород верхней мантии и/или изменение глубины генерации базитовых магм в ходе эволюции рифтовой структуры.

Химизм пород, слагающих тела вилюйско-мархинского комплекса, ближе всего к долеритам нормального ряда. Для них характерны наиболее низкие значения TiO_2 (2,07–2,67 %), P_2O_5 (0,23–0,30 %) и K_2O (0,60–1,13 %), и только изредка – несколько повышенные значения $Fe_{общ.}$ (до 16,0 %).

Особенности вещественного состава пород комплексов очень незначительны и могут быть связаны с вариациями состава индивидуальных тел. Данные съемочных, поисковых и тематических работ показывают, что все типы пород могут входить в состав интрузий любого из комплексов.

2. Ориентировка даек также использовалась в качестве идентификационного признака при выделении комплексов в составе ВМДП; считалось, что для каждого из них она индивидуальна. В средней его части, в районе Накынского поля, дайки среднемархинского комплекса имеют простирание от СЗ 330° до ССВ 10°, вилюйско-мархинского – 40–50° и дьяхтарского – 55–65°. Оно меняется в пределах пояса; тела различной ориентировки часто пересекаются, и при этом более поздние должны, очевидно, иметь с более ранними активные контакты.

Однако полевые наблюдения в среднем и нижнем течениях р. Ханя – на одном из немногих хорошо обнаженных участков пояса показали, что дайки часто меняют простирание и имеют извилистую форму, но в местах сочленения даек различных простираний в обнажениях не наблюдалось ни признаков прорывания, ни каких-либо изменений вещественного состава, которые могли бы свидетельствовать о разновременности их внедрения. Все это определенно свидетельствует об одновременности внедрения расплава в разноориентированные пересекающиеся разломы [124].

На закрытых участках пояса предпринимались попытки определения последовательности внедрения интрузий путем изучения характера сочленения связанных с ними магнитных аномалий в точке их пересечения. В большин-

стве геофизических исследований, выполненных подразделениями компании АЛРОСА (в том числе – в работе С. В. Бондаренко, в которой интерпретированы данные практически всех съемок на площади ВМДП [171]), показано, что аномалии северо-восточного простирания (вилюйско-мархинский и дьяхтарский комплексы) обычно смещаются аномалиями северо-западного, север–северо-западного и субмеридиональной ориентировки (среднемархинский комплекс), что свидетельствует о более позднем возрасте даек, связанных с ними. Аналогичный результат был получен и на востоке пояса, в бассейне р. Тюнг [192]. На некоторых участках ВМДП (в том числе в бассейнах рек Тюнг и Тюкян) установить последовательность образования разноориентированных даек оказалось невозможно. В работе [299], материалы которой служили одним из главных источников при составлении Легенды-2009, также нет однозначной трактовки таких пересечений.

Кроме того, схема, предполагающая, что образование наиболее древней – среднемархинской системы разломов, в общем случае ортогональной к оси рифта, связано с *самостоятельным длительным* этапом его развития, плохо коррелирует с рифтовой концепцией природы ВМДП. Известно, что возникновение разломов в рифтовых структурах происходит под действием растягивающих напряжений, иногда имеющих сдвиговую составляющую, а в случае изменения направления растяжения (и изменения ориентировки рифта) – в режиме pull-apart [149]. При этом поперечные нарушения в рифтах, каковыми являются трансформные разломы, не связаны с автономными эпизодами растяжения, всегда сопутствуют продольным нарушениям, ограничивая вместе с ними тектонические блоки в рифтовой зоне, возникающие вследствие различных скоростей растяжения на разных ее участках.

Нами была проанализирована карта магнитного поля масштаба 1 : 25 000 района Накынского кимберлитового поля (рис. 24), где развиты интрузии всех упомянутых направлений. Аномалии над ними представлены двумя резко различающимися типами. К первому из них отнесены протяженные прямолинейные аномалии СВ (45°) простирания (вилюйско-мархинский комплекс) с амплитудой 200–270 нТл шириной 50–100 м, уверенно трассирующиеся в пределах всего участка и почти не меняющие своих параметров (разломы Северный и Южный). К тому же типу относится и аномалия общего СЗ (~315°) простирания (среднемархинский комплекс), имеющая аналогичные параметры, но несколько меньшую (25–40 м) ширину и интенсивность. Она без смещений и изменения параметров сочленяется под прямым углом с аномалией Южного разлома, что свидетельствует об идентичности магнитных свойств и возраста вызывающих их интрузивных тел и соответствует упомянутым выше данным в низовьях р. Ханя.

Аномалии второго типа (Дьяхтарский и Ботуобинский разломы) выражены значительно менее четко. Имея простирание СВ ~ 55–65° и амплитуду 10–20 нТл, они прослеживаются в виде отрезков длиной 2–4 км, иногда расположенных кулисообразно; их морфология расплывчата. В точке пересечения Дьяхтарского разлома с северо-западным разломом аномалия над последним сохраняет все свои параметры, в то время как аномалия Дьяхтарского разлома прерывается и меняет форму. Это говорит скорее всего о том, что аномалооб-

разующий объект северо-западного направления сформировался позже объекта северо-восточного простирания. Но в 2,5 км к северо-западу, при пересечении с Ботуобинским разломом, свои параметры меняют обе аномалии, что не позволяет корректно оценить их возрастные соотношения в этой точке.

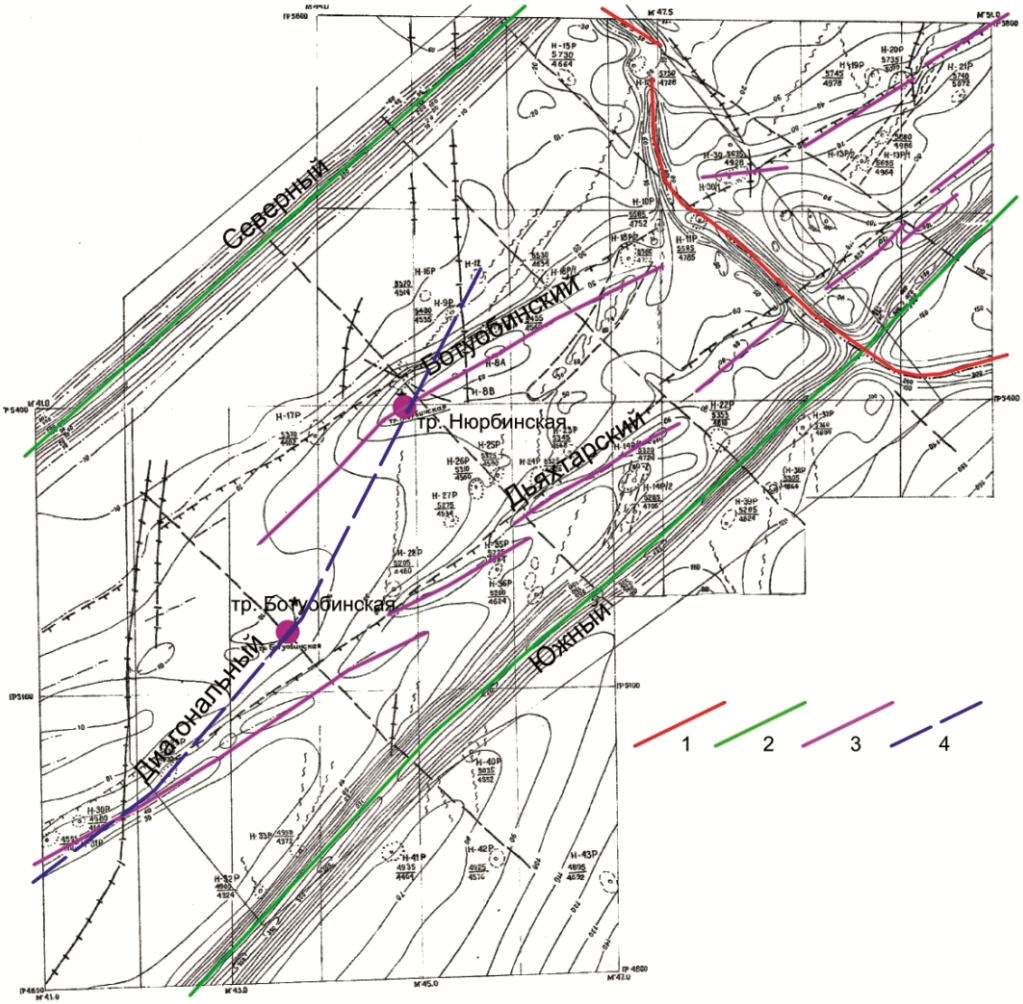


Рис. 24. Соотношение аномалий магнитного поля над дайками различной ориентировки (район Накынского поля).

(по материалам Ю. Д. Молчанова, 2000 г.).

1 – дайки: с аз. прост. СЗ 320–350° (среднемархинский комплекс); *2* – аз. прост. СВ 45° (вилюйско-мархинский комплекс); *3* – аз. прост. СВ 50–60° (дьяхтарский комплекс); *4* – кимберлитоконтролирующий разлом Диагональный.

3. *Проблема определения возраста магматитов* – как в целом для ВМДП, так и применительно к выделяемым в Легенде-2009 подразделениям рассмотрена выше в соответствующем разделе. Здесь следует заметить, что существует также проблема возрастных соотношений базитов пояса и кимберлитов Накынского поля. Полученные нами материалы свидетельствуют о том, что одна из даек пояса интрудирует кимберлитовую трубку Нюрбинская. Рассматривая эту дайку как одну из *единого* комплекса ВМДП, обладающую уникальными для него свойствами, заключающимися в повышенных содержаниях некоторых компонентов, следует сделать вывод о том, что образование трубки предшествовало становлению комплекса базитов. Кроме того, анализ геофизических материалов по этому району показал, что, судя по характеру соотношений аномалий, дайки с простиранием 50–55° формировались *раньше* тел с простиранием 45° и 330° (рис. 24).

Одним из фактов, свидетельствующим о возрастных соотношениях магматитов основного состава и кимберлитов, является присутствие/отсутствие в последних ксенолитов долеритов. Можно утверждать почти с полной уверенностью, что ни в одной из разновидностей кимберлитовых пород всех известных кимберлитовых тел Накынского поля обломки долеритов, несмотря на их активные поиски в связи с этой проблемой, обнаружить пока не удалось (кроме базитов, относящихся к заведомо более древним – 0,7–1,8 млрд лет, комплексам или связанных с контактовыми эксплозивными брекчиями). Заметим, что это наблюдение нашло отражение в статье [83], послужившей основой для написания гл. «Магматизм» для Легенды-2009 – с соответствующей интерпретацией и предположением о том, что возраст кимберлитов может быть более древним, чем базитов всех комплексов ВМДП, но оно никак не повлияло на Легенду.

Изложенное выше заставляет критически переосмыслить соотношения палеозойских магматических образований как в районе Накынского кимберлитового поля, так и в целом в Вилюйско-Мархинском дайковом поясе. Наши замечания следующие:

– силурийский возраст, приписываемый интрузивам среднемархинского комплекса, следует считать некорректным. Судя по результатам последних определений абсолютного возраста изотопными методами и высокоточных аэромагнитных съемок, этот комплекс синхронен телам, выполняющим разломы северо-восточного простирания, относящимся к девону;

– столь же некорректным представляется и раннекаменноугольный возраст интрузий, относимых Легендой к дьяхтарскому комплексу. Одна из даек этого комплекса интрудировала кимберлитовую трубку, содержащую живетский комплекс конодонтов, что определяет его нижний возрастной предел как франское время. Являясь частью рифтовой ассоциации магматитов, он не мог сформироваться после завершения эволюции рифта и прекращения магматической активности, которое приходится на конец позднего девона – самое начало карбона;

– ориентировка даек не может служить надежным критерием для определения их возрастной характеристики и индикатором принадлежности к тому или иному магматическому комплексу. В одних случаях попытки определе-

ния последовательности внедрения тел дают результаты, прямо противоположные ожидаемым, в других – основания считать их одновозрастными;

– очень широкий диапазон времени формирования интрузий ВМДП, который предполагает Легенда-2009, не соответствует общегеологическим, а также наиболее достоверным данным изотопных исследований. Результаты $^{40}Ar/^{39}Ar$ метода показывают, что все они скорее всего возникли в интервале времени от конца среднего до конца позднего девона.

Таким образом, известные в настоящее время данные позволяют определить время формирования вилюйско-мархинского комплекса в интервале времени от позднего девона до начала раннего карбона.

Вместе с тем понятно, что все многообразие магматитов ВМДП не могло образоваться одномоментно. Однако в настоящее время отсутствуют возможности для корректного решения проблемы выделения в составе этой ассоциации сближенных по времени формирования и характеризующихся столь же близкими особенностями вещественного состава разновозрастных комплексов. Отдельные попытки такого рода – с разной степенью обоснованности и непротиворечивости – предпринимались и ранее. В соответствии с одной из них были выделены группы т. н. «докимберлитовых» (среднемархинский и вилюйско-мархинский комплексы) и «посткимберлитовых» (дьяхтарский комплекс) базитов, еще более молодая группа щелочных пород (гипотетическое тело, прорывающее дайку, интрудирующую кимберлиты), а также эксплозавных брекчий (Томшин, 2004ф, 2007, 2018). Однако такой подход нельзя признать удачным, что было показано выше.

Ю. М. Эринчек с соавторами (1998 г.) на основе детального изучения материалов аэромагнитных съемок предприняли весьма детальное исследование пространственного расположения даек различного направления и морфологии, выделив в составе ВМДП несколько «систем» и более мелких подразделений, сформированных в различных сегментах палеорифта. Было высказано также предположение о связи т. н. «Дуговой системы» с формированием Линденской впадины. Однако при этом весь комплекс тел ВМДП рассматривался как единый крупный ансамбль – без указания на какие-либо различия в очередности формирования как элементарных тел, так и их систем. Вещественный состав выделенных групп интрузий при этом не рассматривался совершенно.

Решить эту проблему можно только на основе более совершенных инструментов, позволяющих достаточно уверенно выделять события в интервале геологического времени около 30 млн лет, произошедшие по меньшей мере 360 млн лет тому назад.

ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

КИМБЕРЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Все проявления пород кимберлитовой формации в границах листа Q-50 относятся к среднепалеозойской эпохе алмазоносного кимберлитового магматизма. Они образуют четыре пространственно и структурно обособленные ассоциации – Накынское, Верхнемунское, Севернейское кимберлитовые поля,

а также небольшой южный фрагмент Чомурдахского поля (основная часть последнего находится на площади листа R-50). Объединенные принадлежностью к одной и той же магматической формации и единой эпохе магматизма, эти поля характеризуются различным тектоническим контролем и внутренним строением, определяемым расположением входящих в них кимберлитовых тел, составом слагающих их пород, а также уровнем алмазоносности.

Накынский кимберлитовый комплекс (ιD_3–$C_1 nk$) включает две относительно крупные кимберлитовые трубки и четыре мелких дайкообразных тела, составляющие Накынское кимберлитовое поле.

Накынское поле расположено на междуречье Накын–Ханя – левых притоков р. Марха. Несмотря на свои скромные размеры, по своей промышленной значимости это одно из главных алмазоносных полей Якутской провинции. Оно относится к числу полей ярко выраженного линейного типа; тектонические нарушения, контролирующие положение поля, являются в то же время и кимберлитовмещающими. Пять из шести выявленных в настоящее время кимберлитовых тел залегают в линейной, слегка изогнутой полосе общего северо-северо-восточного простирания протяженностью ~12 км, названной Диагональным разломом, и только одно тело – Майское – связано с Параллельным разломом, отстоящим на 0,5 км к северо-западному от основного (рис. 25).

Эти нарушения маркированы кимберлитовыми трубками, сопряженными с ними маломощными (0,1–2,0 м) дайками, слабоконтрастными магнитными аномалиями, а также зонами повышенной трещиноватости и дробления вмещающих пород, по которым развиваются карстовые депрессии. Юго-западное окончание Диагонального разлома, где находится тело Озерное, кулисообразно несколько смещено к юго-востоку, но сохраняет свою ориентировку.

Проявления кимберлитов в Накынском поле представлены двумя относительно крупными сложнопостроенными телами – Нюрбинская и Ботуобинская, классифицируемыми как трубки взрыва; небольшие тела Майское и Мархинское, имеющие сильно удлиненную в плане форму, нетипичную для кимберлитовых трубок, следует скорее всего также рассматривать как трубки взрыва, поскольку слагающие их эруптивные и автолитовые брекчии кимберлитовым дайкам несвойственны, равно как и мощность, достигающая соответственно 30 и 15 м. Самое мелкое тело – Озерное, относимое к телам невыясненной морфологии, представляет собой, видимо, небольшую штокверковую зону. Кроме того, выявлено несколько маломощных (до 2 м) даек, залегающих между трубками в зоне контролирующего Диагонального разлома (дайка Д-96) или отходящих от них вдоль разлома.

Вмещающими породами кимберлитовых тел поля на доюрском эрозионном уровне являются терригенно-карбонатные, карбонатные породы кембрия и ордовика. Но в накынских кимберлитах были обнаружены ксенолиты и более молодые осадочные породы палеозоя, содержащие силурийские брахиоподы, конодонты раннего и среднего ордовика, раннего силура и среднего девона [136]; это дает основание говорить о том, что в момент внедрения кимберлитов на площади поля существовали отложения не только силура, но и средней части девона.

Все тела поля перекрыты толщей рыхлых и слабосцементированных континентальных и морских юрских отложений песчано-алевритисто-глинистого

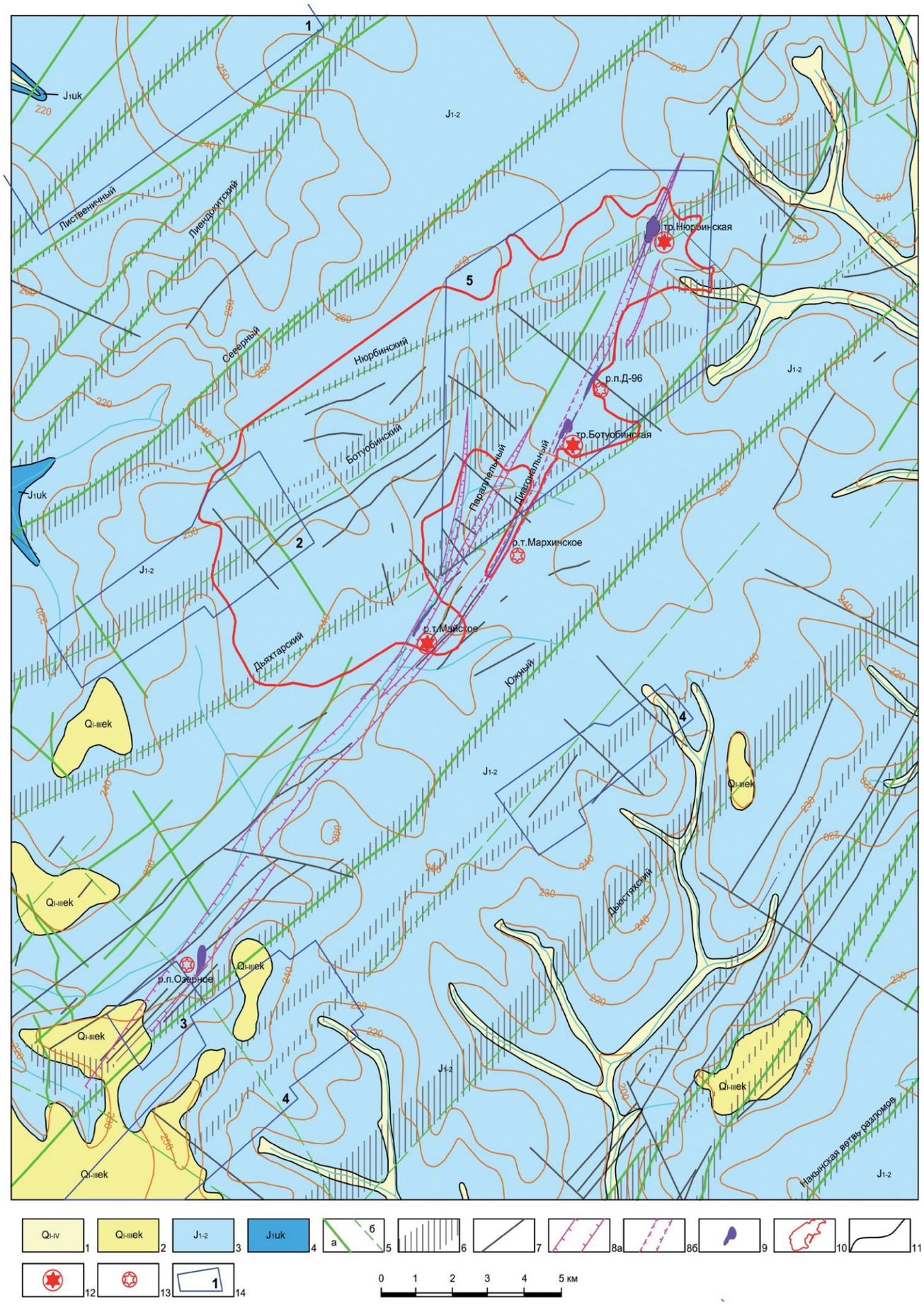


Рис. 25. Схематическая геологическая карта Накынского района (все тектонические и магматические объекты – под чехлом юрских отложений) *(по Э. А. Масленниковой, 2013ф)*.

Четвертичная система: *1* – нижнее–верхнее звенья, современные отложения. Аллювиальные галечники, пески; *2* – эйкская свита. Пески, галечники, алевриты, глины. Юрская система: *3* – нижний–средний отделы. Песчаники, алевролиты, аргиллиты, линзы конгломератов; *4* – нижний отдел, укугутская свита. Алевролиты, песчаники, глины, пески, в подошве пласты и линзы конглобрекчий и конгломератов (галечников). *5* – дайки базитов Вилюйско-Мархинского дайкового пояса (долериты, габбродолериты): а – с высокой намагниченностью, уверенно выделяемые в магнитном поле; б – с низкой намагниченностью, прерывистые; *6* – зоны разрывных нарушений, полностью или фрагментарно интрудированные дайками траппов, выявленные с помощью различных геофизических методов; *7* – тектонические нарушения второстепенные; *8* – кимберлитоконтролирующие нарушения: а – установленные, б – предполагаемые; *9* – погребенные среднепалеозойские кимберлитовые тела Накынского поля; а – трубки взрыва; б – дайки; *10* – контур погребенной Нюрбинской россыпи; *11* – геологические границы; *12* – разведанные месторождения алмазов с промышленными запасами (трубки Нюрбинская, Ботуобинская, кимберлитовое тело Майское); *13* – коренные проявления алмазов, недостаточно изученные (дайки Мархинская, Д-96, кимберлитовое тело Озерное); *14* – перспективные поисковые участки (по С. А. Захарову, 2016ф): *1* – Лиственничный, *2* – Северо-Западный (Ханнинский-1), *3* – Озерный, *4* – Оперяющий, *5* – Верхнедяхтарский куст.

Q-50 Вклейка. Заказ 42214000

состава и современными элювиально-делювиальными образованиями общей мощностью 60–100 м.

Длительность эпохи перерыва в осадконакоплении и размыва таким образом определяется интервалом времени между внедрением кимберлитов и консервацией их перекрывающими раннеюрскими образованиями; он составляет около 170 млн лет. Действительную глубину эрозионного среза кимберлитовых тел в течение этой эпохи точно определить невозможно; с учетом косвенных данных (предполагаемой мощности силурийских и девонских образований, гипотетической зональности кимберлитовых трубок) можно полагать, что она составила около 500–700 м [118]. В результате столь глубокого размыва кимберлитовые тела оказались в значительной степени эродированы; при этом, судя по составу выполняющих трубки пород, были практически полностью уничтожены их кратерные части и в, какой-то мере, диатремовые.

Кимберлитовые породы поля по ряду признаков (очень высокая алмазоносность, хорошее качество алмазов, ряд петрографических, минералогических, петрохимических характеристик, незначительное содержание МСА и состав их популяции) уникальны среди всех ранее обнаруженных в пределах Якутской кимберлитовой провинции полей. Кроме того, вследствие невысокого содержания рудных минералов трубки практически не выделяются в магнитном поле.

Строгую последовательность формирования отдельных кимберлитовых тел поля установить невозможно. Можно определенно утверждать только, что первыми были образованы дайки, выполняющие кимберлитовмещающие разломы – Диагональный и Параллельный, служившие проводниками для подъема кимберлитовой магмы.

Кимберлитовые дайки первого этапа представляют собой маломощные (0,05–2,5 м) субвертикальные тела, залегающие во вмещающих карбонатных породах кембрия и ордовика. Дайки имеют четкую связь с Диагональным и Параллельным разломами; некоторые из них прослежены скважинами на >500 м по простиранию. Дайки имеют ССВ (28–35°) простирание; они вскрыты на ССВ и ЮЮЗ окончаниях трубок в карьерах Нюрбинский (рис. 5, 25) и Ботуобинский, а также скважинами на продолжениях дайкообразных тел Майское и Мархинская. Иногда они распадаются на несколько тел еще меньшей мощности, разделенных вмещающими породами. Контакты их с карбонатными породами очень четкие и резкие, лишенные видимых следов воздействия кимберлитовой магмы на породы рамы. Установлено, что дайки не продолжаются в кимберлитах трубок, что свидетельствует об их более раннем по сравнению с трубками образовании.

К числу таких даек относится дайка Д-96, расположенная между трубками Нюрбинская и Ботуобинская. Скв. Д-96 были вскрыты крупнопорфировые кимберлиты зеленовато-серого цвета, в которых количество ксеногенных обломков не превышает 3–5 об. %, а их размер – 6 см. Среди последних – известняки, метаморфические породы фундамента, нодули гранатовых и шпинелевых перидотитов размером 3,5 см. Количество порфировых вкрапленников составляет ~40 об. %, размер варьирует от 0,1 до 10 мм. Они представлены макрокристами оливина ранней генерации, практически полностью псевдоморфно замещенными агрегатом серпентина и карбоната, с единичными вы-

делениями хлоритизированного флогопита. В составе некоторых псевдоморфоз содержатся редкие выделения кварца. Встречается также комплекс МСА (пироп и хромшпинелид), принадлежащих к различным глубинным парагенезисам. Основная масса состоит из округлых табличек хлоритизированного флогопита размером 0,05–0,5 мм (~20 об. %), карбоната (~35 об. %), рудных минералов размером до 0,03 мм (~2 об. %), единичных зерен апатита, сульфидов. Гидротермальная минерализация представлена тонкими прожилками кальцита и гипса. Сравнение с аналогичными кимберлитами трубок показывает, что в породах даек размеры лейст флогопита существенно более крупные; кроме того, в них повышены содержание и крупность выделений рудного в основной массе породы [109].

Трубка ***Нюрбинская*** – самая крупная в Накынском поле. Она расположена в зоне Ботуобинского разлома (который рассматривается некоторыми исследователями как кимберлитоконтролирующий) [78, 83, 282], являющегося одной из ветвей Вилюйско-Мархинской зоны «глубинных разломов», выполненных дайками долеритов. Но в нашем представлении тектонический контроль положения трубки (как и всего поля в целом) осуществляется т. н. Диагональным и сопутствующим ему Параллельным разломами, имеющими ориентировку 25–32°. Он проявлен на доюрском эрозионном уровне в виде зоны трещиноватости вмещающих пород, местами – окремнения, мощностью до 10 м, уверенно маркируется на большей своей части выполняющими его дайками и трубками кимберлитов (рис. 25, 26), но практически не выделяется в магнитном поле.

В доюрском эрозионном срезе до глубины с абс. отм. –80 м трубка имеет морфологию, близкую к линзовидной, представляя собой несколько искаженный овал с размерами по длинной оси, ориентированной в северо-северо-восточном направлении, 358 м, по короткой – до 177 м. Трубка перекрыта толщей мезозойских образований мощностью 56–71 м, в доюрском палеорельефе она образует небольшую локальную возвышенность с амплитудой 15–25 м.

В верхней части трубки контакты с вмещающими породами крутые, неровные, иногда угловатые в плане, с инъекциями кимберлитов во вмещающие породы длиной до 7 м и мощностью до 3 м. Они всюду наклонены к центру трубки под углом 80–85°, представляющей собой типичную воронку взрыва.

Нижняя часть трубки до глубины 245–305 м (–80 м) от дневной поверхности рассечена слепым, не выходящим на доюрский эрозионный уровень дайкообразным телом базитов, в результате чего глубже этого уровня она оказалась разделенной на два тела – Северное и Южное (являющиеся, видимо, отдельными «лопастями» диатремы) (гл. «Полезные ископаемые», рис. 33). Мощность дайки на горизонте –500 м, не превышает 60 м. Простирание ее северо-восточное (65–70°), соответствующее оси Нюрбинского разлома, который она выполняет, падение на юго-восток, достаточно крутое (80–85°), до вертикального. Корневая часть дайки уходит на глубины, превышающие глубину разведки.

Апикальная часть дайки имеет весьма своеобразное строение, что обусловило чрезвычайно сложную форму ее контакта – как с кимберлитами, так и с вмещающими породами. С горизонта около –117 м дайка «расщепляется» на несколько менее мощных тел, образующих подобие неправильного веера,

составные части которого, постепенно суживаясь, рассекают кимберлиты на высоту около 100 м. Причиной этого является сложное строение тектонической зоны, которую использовала дайка при своем внедрении. Во вмещающих породах у северо-восточного фланга трубки «гребни» составляющих поднимаются до отметок –10 м, а у западного – до –40 м.

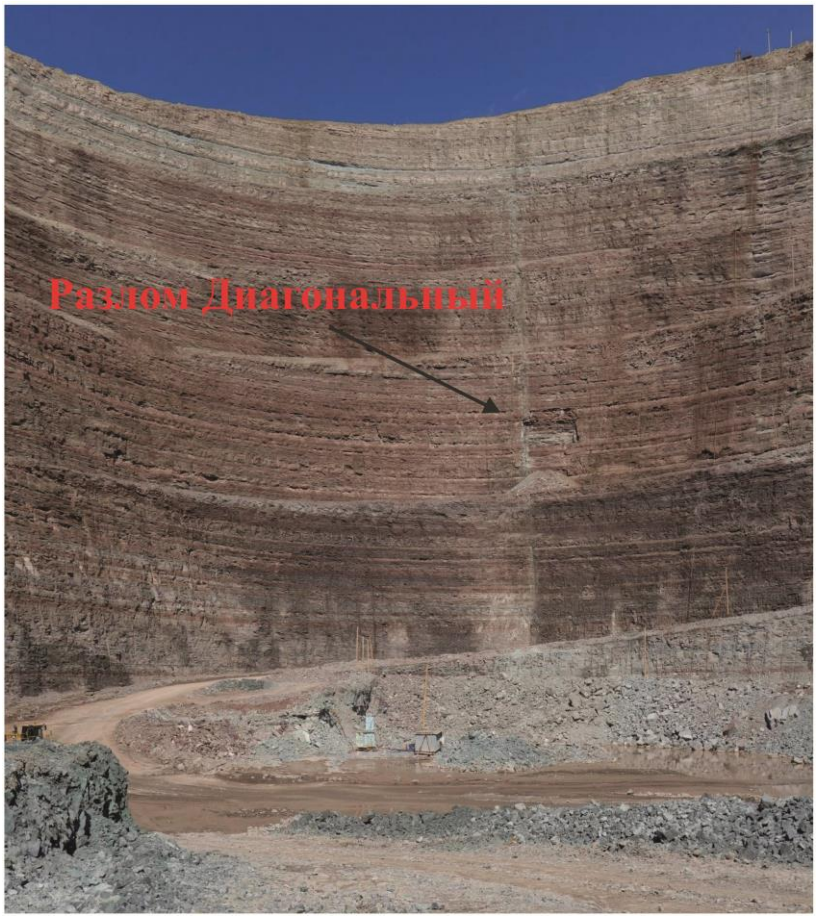


Рис. 26. Кимберлитоконтролирующий разлом, выполненный дайкой мощностью 0,5–2,0 м, рассекающий толщу карбонатных пород кембрия (карьер Нюрбинский, северная стенка).

Зона контакта кимберлитов с базитами сложена комплексом весьма своеобразных пород – т. н. «карбонат-базитовых брекчий», рассматриваемых часто в качестве самостоятельной магматической фазы магматизма [126] или зоны чрезвычайно сильно измененных кимберлитов [109]. Наши исследования показали, что их основу составляют продукты кристаллизации летучих компонентов трапповой магмы с примесью материала вмещающих карбонатных пород, кимберлитов и базитов. Состав пород этой зоны и ее строение свидетельствуют о рвущем характере контакта базитов по отношению к слагающим

ее породам и кимберлитам, а также о почти синхронном формировании брекчий и базитов. Детально строение этой зоны рассмотрено в разд. «Интрузии основного состава».

При относительно крупных размерах трубка характеризуется довольно однородным комплексом выполняющих ее пород, будучи сложена, как считается, породами только двух магматических фаз. Породы первой фазы – порфировые кимберлиты (ПК) имеют ограниченное распространение в теле трубки; они слагают два относительно мощных интервала (15 и 30 м), вскрытые одной скважиной на глубинах около 800 и 400 м [282]. Кроме того, ими сложены маломощные (0,2–1,5 м) дайки, отходящие от северо-северо-восточной и юго-юго-западной окончаний трубки и имеющие ориентировку, совпадающую с направлением ее длинной оси. Они прослежены соответственно на 40 и 120 м, маркируя осевую часть вмещающего кимберлиты Диагонального разлома, и отчетливо видны в северной и южной стенках карьера (рис. 26). Породы второй фазы внедрения – автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) содержат многочисленные ксенолиты ПК размером от первых сантиметров до нескольких метров, что доказывает их более позднее происхождение. Автолитовые брекчии почти целиком выполняют трубку с палеоповерхности и до глубины разведки – 718 м.

Авторы некоторых работ на основании детального изучения разрезов трубки и контактов различных разновидностей брекчий и порфировых кимберлитов между собой выделяют до пяти самостоятельных фаз внедрения кимберлитового расплава [109]. Наши наблюдения показали, что брекчии, слагающие трубку, действительно весьма разнообразны по внешнему облику, структуре и содержанию ксеногенного, корового и мантийного материала. Однако границы между разновидностями пород в большинстве случаев нечеткие, постепенные, а различия сводятся, как правило, к разной степени измененности постмагматическими гидротермальными и метасоматическими процессами и различному содержанию ксеногенного материала. Это свидетельствует скорее всего о том, что они принадлежат не к самостоятельным фазам внедрения, а к производным сближенных во времени, но разным по содержанию летучих и энергетике импульсов, образующим ряд фаций в составе единого кимберлитового тела.

Северное тело, имея угловато-округлую форму, вытянуто в ССВ направлении по азимуту 16–18°, которое постепенно с глубиной изменяется на субмеридиональное. Оно практически однородно по составу и почти не содержит крупных ксенолитов вмещающих пород; повышенные содержания их, а также небольших ксенолитов порфировых кимберлитов обнаружены только в приконтактовых частях у северного края трубки. В ее экзоконтактах встречаются инъекции кимберлитов во вмещающие породы длиной до 7 м и мощностью до 3 м.

Южное тело ориентировано по азимуту 28–30°. Ниже уровня –140 м оно разделяется на два самостоятельных тела (Южное-1 и Южное-2). Тело Южное-1 на уровне –320 м имеет размеры в плане 80 × 40 м. Кимберлиты этих тел, представленные также автолитовой брекчией, более насыщены обломками вмещающих пород размером 1–3 м, иногда – крупными – до 40 м – рифами. Особенно высоко их содержание в теле Южное-2. Кроме того, вскрыты т. н.

«ксеногенные» зоны, представленные в керне скважин чередованием интервалов карбонатных пород и кимберлитов или очень большим количеством (до 60–70 % длины керна) карбонатных обломков. Мощность их достигает первых десятков метров.

Ксеногенный материал брекчий представлен в основном ксенолитами вмещающих палеозойских терригенно-карбонатных пород; нодули основных и ультраосновных мантийных пород встречаются значительно реже, и их размеры составляют в среднем 4–6 см, очень редко превышая 10 см [282]. Следует отметить полное отсутствие ксенолитов базитов, обычно весьма широко представленных в кимберлитах почти всех полей Якутии, за исключением Далдынского и Алакитского – несмотря на активные многолетние поиски их.

Вмещающие породы в приконтактовых частях трубки в зоне шириной до 20 м дислоцированы, разбиты на отдельные блоки, которые фиксируются по резкому изменению (от 7 до 16 м) отметок кровли верхнего кембрия в них, устанавливаемому бурением. Амплитуды дислокаций у западного фланга трубки более значительны, чем у восточного.

Трубка Ботуобинская представляет собой сложнопостроенное крутопадающее тело, существенно суживающееся с глубиной. На уровне доюрского эрозионного среза трубка вытянута по длинной оси на 264 м по азимуту ССВ 25–28°, располагаясь в зоне рудовмещающего Диагонального разлома; на глубине –330 м ее длина составляет 310 м. Она имеет общий наклон на СВ по направлению этого разлома под углом 66–73°. Трубка прорывает карбонатные, терригенно-карбонатные породы ордовика и кембрия, перекрыта толщей нижнеюрских образований мощностью 78–110 м.

Максимальная площадь горизонтального сечения трубки – 16,8 тыс. $м^2$ – отмечена на доюрском эрозионном уровне. С глубиной она уменьшается неравномерно, а ниже глубины 480 м сокращается достаточно быстро – на 20–30 % по сравнению с вышележащим горизонтом на каждые 100 м по вертикали.

Форма трубки в доюрском эрозионном срезе определяется сочетанием удлиненного тела протяженностью 130 м и мощностью до 40 м, образующего ее юго-западную часть, и округло-овальной воронкообразной («кратерной») структуры размерами 117 × 155 м в ее северо-восточной части. Двучленное строение трубка сохраняет до отметки –30 м, на которой находится дно «кратера». Глубже, до уровня глубины разведки –530 м трубка превращается в достаточно узкое дайкообразное тело, несколько извилистое в плане, но сохраняющее прежнюю общую северо-восточную ориентировку (рис. 27). На горизонтах от –430 до –530 м тело расщепляется по длине на две сближенные дайки мощностью 2–5 м, выполненные ПК, между которыми заключены крупные, не перемещенные блоки вмещающих пород мощностью 6–8 м.

Трубка сформирована кимберлитами трех фаз внедрения, но основной (более 80 %) ее объем занят автолитовыми кимберлитовыми брекчиями второй вулканической фазы. Ее удлиненная юго-западная часть до глубины 150 м сложена автолитовой брекчией (АКБ). Ниже, в интервале глубин 200–400 м (отметки от +100 м до –330 м) в ее центральной части появляется «останец» порфирового кимберлита (ПК) первой гипабиссальной фазы внедрения; он представляет собой блок длиной 80 м и мощностью 30–35 м, занимающий всю полость трубки. С глубиной он постепенно утоньшается и полно-

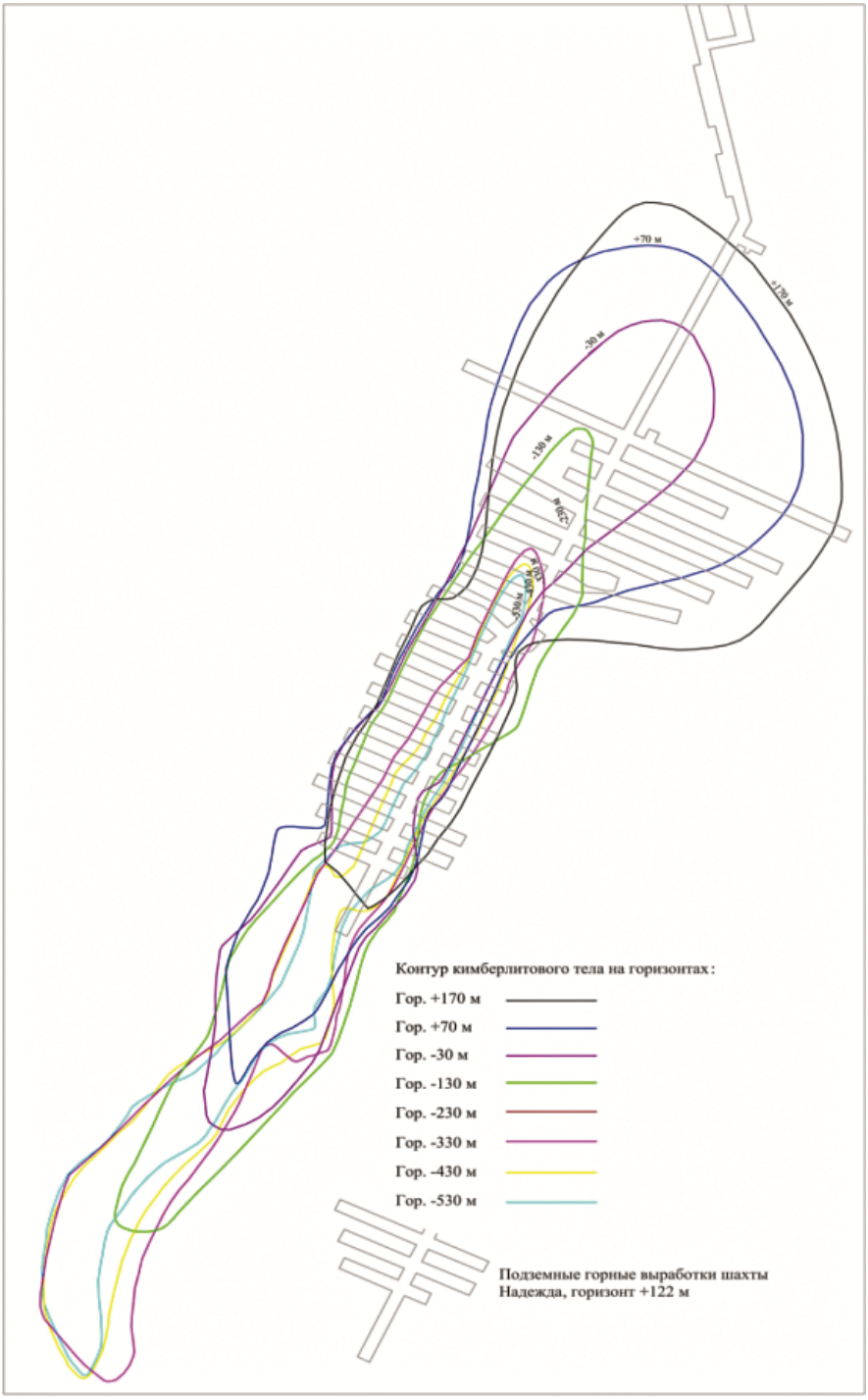


Рис. 27. Изменение морфологии трубки Ботуобинская с глубиной.

Совмещенный погоризонтный план, масштаб 1 : 2000 *(по Е. В. Тарских, 2015ф).*

стью выклинивается к уровню –330 м, ниже которого канал целиком сложен АКБ с единичными обломками ПК и вмещающих пород. Отдельные крупные блоки порфирового кимберлита размером до 30–40 м, иногда более, содержатся в АКБ и в верхних частях трубки, и на глубоких ее горизонтах. Границы между ПК и АКБ как четкие, так и постепенные.

С юго-запада к «останцу» ПК примыкает т. н. «ксенолитовый пояс», разделяющий юго-западную часть трубки на две примерно равные половины на всю изученную глубину. Количество и размеры ксенолитов в нем с глубиной увеличиваются, превращаясь на глубине 70 м в пробку крупноглыбовой брекчии, инъецированной АКБ. Возможно, что на больших глубинах она сменится перемычкой вмещающих пород и разделит трубку на два «корня».

Форма дайкообразной части трубки в плане неровная, несколько извилистая, с раздувами и пережимами. Степень изометричности поперечного сечения возрастает с глубиной: от 1 : 2 на уровне эрозионного среза до 1 : 20 на глубине 580 м от дневной поверхности; контакты крутые, неровные (рис. 27).

Северо-восточная часть трубки представляет собой наклоненную на северовосток, вдоль контролирующего разлома, диатрему, сложенную АКБ с участками кимберлитовой туфобрекчии (КТБ), относящейся, видимо, к третьей – кратерной фазе внедрения. Оба типа брекчий содержат многочисленные обломки и блоки ПК размером до 40 м, иногда и более. Контакты между ПК и АКБ как четкие, так и постепенные. Порфировые кимберлиты слагают также на некоторых горизонтах маломощные (0,1–4,4 м, протяженность – до 35 м) жилы в законтурном пространстве трубки. В интервале глубин 180–280 м кратерная часть трубки резко сужается, и на горизонте –30 м кратер сменяется дайкообразной диатремой.

От северо-восточного и юго-западного окончаний трубки по направлению Диагонального разлома (28–30°) прослеживаются маломощные (от 0,02 до 0,40 м) вертикальные кимберлитовые дайки, сложенные порфировыми кимберлитами. Они, видимо, относятся к числу дотрубочных даек, рассмотренных выше.

Разведочным бурением установлено, что вмещающие породы верхнего кембрия на контакте с трубкой дислоцированы с образованием незакономерно расположенных пологих пликативных структур разного знака; их амплитуда оценивается в 10–15 м.

Кимберлитовое тело Майское представляет собой сильно вытянутое тело дайкообразной формы, крутопадающее, незначительно суживающееся с глубиной; как в плане, так и в разрезе оно имеет сложную, неправильную форму. Очертания ее в горизонтальных сечениях по глубине неровные, извилистые, в средней части – с раздувами и пережимами, углы падения контактов субвертикальные, с падением к оси тела под углом до 86°. Тело выходит на доюрский эрозионный срез, где оно прослежено по длинной оси на 430 м при мощности от 15 до 40 м. Ориентировано в северо-восточном направлении (32–34°), вдоль разлома Параллельный (Диагональный-2). Название «тело» нейтральное, лишенное генетической нагрузки, объясняется его сильно удлиненной морфологией, присущей дайкам; но в то же время оно имеет достаточно большую мощность, нетипичную для кимберлитовых даек и столь же нетипичные кимберлитовые брекчии в составе слагающих его пород. Нам

представляется, что это тело следует рассматривать как комбинацию дайки и наиболее глубоких, корневых частей небольшой трубки взрыва (в ее юго-западной части, сложенной в основном КБ), почти полностью уничтоженной в результате глубокой эрозии.

Тело сложено породами двух магматических фаз: первая – субвулканическая (дайковая фация), соответствующая внедрению начальной порции кимберлитовой магмы, представлена порфировыми кимберлитами (ПК), вторая – вулканическая – диатремовая (кратерная фация, эксплозивная субфация) – автолитовыми кимберлитовыми брекчиями (АКБ) и кимберлитовыми брекчиями (КБ). Содержание алмазов в порфировых кимберлитах и автолитовых брекчиях существенно выше, чем в кимберлитовых брекчиях. Вторая фаза в этом теле проявлена слабо. На разведочной стадии тело Майское изучено до глубины 400 м.

Выделенные типы кимберлитов (ПК, АКБ, КБ) прослеживаются в различной мере во всем теле трубки. Северо-восточная ее половина сложена в основном автолитовой брекчией (АКБ) и порфировым кимберлитом (ПК), юго-западная – кимберлитовой брекчией (КБ); четкая граница между этими разновидностями пород отсутствует, но она достаточно уверенно устанавливается по уровню содержаний алмазов в пробах. Богатые руды АКБ + ПК образуют на северо-восточном фланге крутопадающий рудный столб с небольшим северо-восточным склонением (75°). По всем основным характеристикам – вещественному составу, петрографическим особенностям, распределению алмазов – КБ представляют собой автолитовую кимберлитовую брекчию, содержащую существенно более высокое количество ксеногенного материала, на 90–95 % представленного вмещающими породами осадочного чехла. Концентрация ксенолитов и «рифов» вмещающих пород неравномерна; они часто инъецированы кимберлитом.

По петрохимическим характеристикам и минеральному составу эти разновидности пород полностью идентичны соответствующим типам пород, слагающих трубки Ботуобинская и Нюрбинская [275].

Дайка Мархинская представляет собой вытянутую вдоль Диагонального разлома, как и тело Майское, субвертикальную дайку северо-восточного простирания (СВ 29°), мощностью от 2 до 15 м. Она отходит от юго-западного окончания трубки Ботуобинская; прослежена по простиранию более чем на 2000 м и на глубину 375 м от дневной поверхности. Верхняя кромка дайки в средней ее части находится на минимальной глубине 86,8 м (средняя абс. выс. +150 м), в то время как на флангах она залегает на значительно большей глубине.

В центральной приподнятой части дайка сложена кимберлитовой туфобрекчией (КТБ) с высоким содержанием ксеногенного материала, представленного обломками вмещающих пород. Краевые, более глубоко залегающие фланги дайки выполнены порфировыми кимберлитами; они встречены также на средних горизонтах центральной части тела и вблизи его контактов, слагая, видимо, участки пород первой фазы внедрения [276]. Это свидетельствует о двух фазах формирования тела, представляющего собой, как и тело Майское, комбинацию протяженной, но маломощной дайки и 15-метрового раздува в ее приподнятой центральной части, представляющего собой корневые части рас-

полагавшейся выше небольшой трубки, уничтоженной эрозией, о чем свидетельствуют слагающие его эксплозивные породы, представляющие собой типичные кратерные фации диатремы.

Петрохимические характеристики этих разновидностей пород полностью идентичны одноименным типам пород, слагающих трубки Ботуобинская и Нюрбинская. [275].

Кимберлитовое тело Озерное. При заверке бурением шлихоминералогической аномалии, находящейся на юго-западном фланге Диагонального разлома, были выявлены признаки присутствия кимберлитов на этом участке – мелкие обломки кимберлитов, оранжевый пироп 0 класса сохранности. Сейсморазведочными работами МОГТ здесь была выделена аномалия, представляющая собой удлиненную зону волновой неоднородности – область нарушения корреляции отражающих горизонтов во вмещающих породах, совпадающая с простиранием известных кимберлитовых тел Накынского поля [228].

При заверке аномалии наклонными скважинами в интервале глубин 92–124 м были вскрыты кимберлиты, глинистые продукты их выветривания и карбонатные породы с инъекциями кимберлита. Установлено, что кимберлиты образуют систему выполняющих тектонические трещины сближенных субвертикальных жил, вскрытая мощность которых составляет от 0,05 до 2,0 м. Судя по керну скважин, они представляют собой порфировый кимберлит, кимберлитовую брекчию или карбонатную брекчию, пронизанную нитевидными прожилками и жилками кимберлита; все эти типы пород алмазоносны.

Зона интенсивного развития прожилков кимберлита прослежена по простиранию на расстояние более 60 м; ширина этой зоны пока неизвестна. Вполне возможно, что это проявление может рассматриваться как кимберлитовый штокверк, подобный изученным нами в Харамайском поле штокверковым телам куста Буордах [133] и известному в Сьерра-Леоне кольцевому штокверку в районе Yengema-Koidu [150].

Результаты минералогического анализа шлиховых и шламовых проб свидетельствуют о высокой алмазоносности кимберлитов, признаком чего может служить присутствие интенсивно окрашенных низкокальциевых высокохромистых ($Cr_2O_3 > 5\,\%$) пиропов и высокохромистых хромшпинелидов ($Cr_2O_3 > 62\,\%$). При опробовании небольшого объема материала проб, отобранных из кимберлитов и перекрывающих их отложений дьяхтарской толщи, было извлечено более 150 кристаллов алмаза. Концентрация пиропов в этих пробах достигала нескольких тысяч зерен на 10 л породы.

На продолжении контролирующего разлома к юго-западу от уже выявленного участка прогнозируется открытие новых проявлений кимберлитов.

Петрография кимберлитовых пород. Все кимберлитовые тела Накынского поля сформированы в одной и той же структурно-тектонической обстановке и относятся скорее всего к единому этапу активизации кимберлитового магматизма. Комплекс слагающих их пород и их свойства свидетельствуют о том, что они образованы кимберлитовым расплавом, происходящим из единого глубинного мантийного очага, эволюционировавшего по единому типу; это привело к тому, что состав пород, выполняющих кимберлитовые тела поля, весьма близок в каждом из них.

В общем виде среди них выделяется ограниченное количество петрографических типов кимберлитовых пород, в том числе: *порфировые кимберлиты* (ПК); *автолитовые кимберлитовые брекчии* (АКБ); *кимберлитовые туфобрекчии* (КТБ). Следует заметить, что основу всех этих типов пород составляют порфировые кимберлиты, относимые к наиболее раннему этапу формирования тел – первой, гипабиссальной интрузивной фазе. Породы автолитовых брекчий, прорывающие ПК, являются образованиями второй, диатремовой фации, представляя собой фактически ПК, в различной степени обогащенные ксеногенным материалом (вмещающие породы осадочного чехла). *Кимберлитовые туфобрекчии* относятся к третьей – эксплозивной фазе вулканизма и связаны с формированием кратерной фации трубок; они развиты очень ограниченно, выполняя только «кратер» трубки Ботуобинская, а также апикальные части дайкообразных тел Майская и Мархинская, представляющие собой, видимо, реликты самых нижних кратерных частей этих тел, почти целиком уничтоженных эрозией. Необходимо заметить, что близкие к ним петрографически автолитовые брекчии с весьма высоким содержанием обломков вмещающих пород, часто встречающиеся вдоль контактов трубок с породами рамы, относятся к краевой приконтактовой фации пород.

Порфировые кимберлиты (ПК) макроскопически представляют собой плотные от светло- до темно-серых с зеленоватым, голубоватым и коричневатым оттенками породы. Содержание в них ксеногенного материала не превышает 5–7 %.

Текстура породы массивная, в зонах эндоконтакта – брекчиевая, в дайках – иногда флюидальная, выраженная чередованием маломощных (0,1–1,5 см) полос, сложенных материалом разной крупности и параллельным расположением удлиненных кристаллов и ксенолитов.

Структура крупно- и среднепорфировая. Вкрапленники представлены обычно псевдоморфозами серпентина по оливину двух генераций, реже флогопитом, а также хлоритом, кальцитом, иногда – монтмориллонитом и кварцем. Псевдоморфозы I генерации (мантийные ксенокристы) составляют около 20 % объема породы; размер их в среднем 4–6 мм. Псевдоморфозы II генерации по оливину (до 24 %) – мелкие (от 0,3–0,4 до 1,5 мм) идиоморфные зерна с «оплавленными» ребрами. Состав псевдоморфоз обеих генераций очень близкий: серпентин, реже хлорит и кальцит, который доминирует в зоне эндоконтакта. Редкие зерна неизмененного оливина обнаружены только на глубоких горизонтах трубок. Вкрапленники флогопита составляют до 2 % объема; на глубоких горизонтах он практически не изменен, а в ПК из даек частично или полностью хлоритизирован.

Основная масса ПК имеет мелкозернистое строение и гетерогенный состав, микролитовую структуру за счет высокого (более 50 %) содержания в ней лейст флогопита. В породах верхних горизонтов до глубины 170–180 м преобладают кальцит, хлорит и глинистые минералы группы сапонита; практически весь флогопит замещается хлоритом с выносом калия, что отражается на химизме ПК. Обычны также серпентин, халцедон, опал, которые характерны для ПК из даек, сильно измененных гидротермальными и гипергенными процессами. На глубоких горизонтах трубки встречается клинопироксен,

величина зерен которого 0,03–0,07 мм. Рудный (до 0,5 %) образует тонкодисперсную вкрапленность.

Среди *обломочного материала* доминируют обломки метаморфических пород фундамента (кристаллические сланцы, гнейсы, реже гранулиты). Нодули мантийных пород редки, представлены гранатовыми и шпинелевыми перидотитами и пироксен-гранатовыми эклогитами. Количество ксенолитов вмещающих пород – до 2–3 об. %, в зонах эндоконтакта и вблизи крупных ксенолитов вмещающих пород – до 12–17 об. %. Характерно, что в составе ксенопримеси полностью отсутствуют обломки базитов, обычно широко представленных в кимберлитах почти всех полей Якутии, за исключением Далдынского и Алакитского.

Автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) – породы серого цвета с голубоватым, зеленоватым и желтоватым оттенками, с брекчиевой/автолитовой текстурой.

Структура цементирующей массы АКБ крупно- и среднепорфировая. Порфировые выделения представлены полными псевдоморфозами кальцита и серпентина по оливину двух генераций (45 %) и таблитчатым хлоритизированным флогопитом (~1 %). Размер псевдоморфоз по оливину I генерации значимо меньше, чем в ПК. Содержание псевдоморфоз I генерации – 23–25 %, II генерации – 15–17 %. Они имеют округлую, угловато-округлую форму, размер от 0,8 до 4 мм; состав их аналогичен таковым в ПК. Гранат слагает акцессорные зерна с келифитовой каймой толщиной 1–2 мм. Состав основной массы аналогичен ПК.

Автолитовая текстура кимберлита проявлена контрастно. Автолиты имеют как ядерное, так и безъядерное строение; практически каждый ксенолит или порфировое выделение окружены оболочкой, состоящей из мелких псевдоморфоз серпентина, карбоната, флогопита с орбитальным расположением лейст, кристаллов перовскита и рудных, заключенных в кальцит-гидрослюдистой матрице. Содержание рудных минералов в автолитах еще более низкое, чем в ПК, а перовскит практически отсутствует. Размер автолитов 0,5–20,0 изредка – до 120 мм.

Содержание ксеногенного материала пород рамы в АКБ по глубине различно; так, в верхнем блоке трубки Ботуобинская оно составляет 15–20 %, в нижних – повышается до 35–40 %. Доля *обломков* осадочных пород в северном теле трубки Нюрбинская достигает 15–20 % объема породы и 30–40 % – в южном. Состав ксенолитов пород фундамента и мантии аналогичен таковому в ПК; их максимальное содержание (около 5 % объема породы) выявлено в центральной и северной частях трубки, минимальное (<3 %) – в южной. Мантийные включения представлены серпентинитами, гранатовыми серпентинитами, эклогитами и глиммеритами.

Кимберлитовые туфобрекчии **(КТБ)**. Этот тип пород достаточно редок; они встречены только в центральной «кратерной» части трубки Ботуобинская, в северной части тела Майская, а также в центральной приподнятой части дайки Мархинская. Макроскопически – это породы зеленовато- и буровато-серого цветов, слабо сцементированные, сильнотрещиноватые. Цвет пород всецело обусловлен цветовым разнообразием ксеногенного материала осадочных пород рамы.

Главной особенностью этого типа кимберлитов является очень высокое и неравномерное содержание ксенолитов вмещающих карбонатных и терригенно-карбонатных пород, практически всегда превышающее 60–70 % объема породы и не выдержанное ни по вертикали, ни по латерали. На локальном участке КТБ в центральной части мульды трубки Ботуобинская содержание ксенолитов достигает 90–95 % объема породы, размер их составляет от 3–4 до 10–15 м. Практически это крупноглыбовые карбонатные брекчии, сцементированные незначительным объемом кимберлита. Помимо обломков пород рамы, КТБ свойственно высокое содержание обломков и крупных блоков (более 30 м) ПК, иногда достигающее 20–35 % объема породы, что вызывает их повышенную алмазоносность. Большая часть обломков и крупных блоков ПК приурочена к восточному флангу кратера, что, возможно, объясняется наклонным залеганием брекчий.

Цемент брекчий гибридный. Помимо кимберлитового, в нем отмечена значимая примесь глинистого и терригенного материала за счет дезинтеграции осадочных пород. В брекчиях встречаются иногда «ядерные» автолиты и их реликты, а также обломки псевдоморфоз по оливину I и II генерации.

Особенностью кимберлитов Накынского поля является практически полное отсутствие пород, принадлежащих к комплексу т. н. «внутрикамерных дифференциатов», образующих в трубках жильно-шлировую ассоциацию пород, обычно достаточно часто встречающихся в кимберлитах. Возникновение этой серии пород связывается с процессами дифференциации кимберлитового расплава на последнем этапе консолидации кимберлитовых тел, осуществлявшейся непосредственно в полостях трубок, заполненных кимберлитовой магмой, или в верхних частях магматического канала. В этих условиях дифференциация кимберлитового расплава идет обычно в направлении накопления Fe, Ti, K, P, Mn, Ca при комплиментарном падении концентрации Mg. Обычно такие породы характеризуются повышенным (относительно фонового содержания по трубке) содержанием слюды – вплоть до появления слюдистых и слюдяных разностей пород, апатита, перовскита, карбоната, а также появлением пироксена и монтичеллита [133].

Но реализация этих процессов имеет, видимо, некие ограничения, связанные с P-T условиями среды. Более результативно они протекали скорее всего в гипабиссальных частях кимберлитовых трубок, где необходимые для этого температура и давление могут сохраняться значительно дольше, чем в диатремовых и тем более – кратерных частях тел. Близость к земной поверхности приводит к достаточно быстрому снижению P-T-параметров среды и консолидация кимберлитовых расплавов будет происходить, естественно, без дифференциации.

Применительно к кимберлитовым телам Накынского поля, это может означать, что на уровне домезозойского эрозионного среза вскрыты части тел, достаточно близкие к палеоповерхности в период их формирования.

Минеральный состав кимберлитов. Содержание тяжелой фракции в накынских кимберлитах очень низкое: в АКБ в среднем 2,66 кг/т, в ПК – 2,13 кг/т. Она характеризуется присутствием минералов как глубинного парагенезиса (пироп, хромшпинелид, оливин), составляющих незначительную (5–10 %) долю фракции, так и вторичных – гидротермальных и гипергенных минералов.

Тяжелая фракция ПК представлена альмандином, магнетитом, пиритом, а также сидеритом, характерным для верхних горизонтов. Остальные минералы присутствуют в резко подчиненном количестве: содержания пиропа варьируют от 0,13 до 0,19 кг/т, хромшпинелидов – от 0 до 0,14 кг/т; они относительно равномерно распределены по глубине. Оливин встречается лишь в ПК и на глубоких горизонтах (до 2,86 кг/т), что связано с высокой интенсивностью вторичных преобразований кимберлитов. Следует подчеркнуть практически полное отсутствие пикроильменита. Содержание рудных минералов низкое: 0,05–0,59 кг/т, а вторичных – резко переменное вследствие неравномерной вторичной минерализации кимберлитов.

Пироп является основным акцессорным минералом кимберлитов; он присутствует во всех разновидностях кимберлитовых пород. Форма его зерен преимущественно округлая, овальная, встречаются их обломки. Размер зерен 0,5–12,0 мм, преобладающий – 2–3 мм; обычно они в разной степени трещиноваты. Наибольшую сохранность пироп имеет в ПК (до 85 % целых зерен), в АКБ – около 50 %. Большая часть зерен частично или полностью покрыта келифитовой каймой радиально-лучистого строения, сложенной преимущественно хлоритом (развивающимся по флогопиту и амфиболу). Кайма на пиропах из ПК составляет 10–15 % объема зерна, в АКБ – до 40 %. Во всех типах пород резко доминируют зерна фиолетово-красной окраски со всеми оттенками: от густо-фиолетовых до красных и розовато-фиолетовых, часть из которых имеет повышенные содержания кнорингитовой составляющей.

Фигуративные точки состава пиропов на диаграмме $CaO–Cr_2O_3$ сосредоточены в основном в поле лерцолитового парагенезиса [124]. Пиропы алмазной ассоциации в ПК составляют от 2,2 % (тр. Ботуобинская) до 5,7 % (тр. Нюрбинская), а в АКБ – от 1,2 % (тр. Нюрбинская) до 4,7 % (тр. Ботуобинская). Оптико-спектроскопическими исследованиями выявлены пиропы алмазоносных магнезиально-железистых и алмазоносных дистеновых эклогитов, которые в ПК трубки Ботуобинская составляют 9,8 %. В АКБ трубки Ботуобинская большая часть пиропов (13,6 %) относится к эклогитовому парагенезису, а в АКБ трубки Нюрбинская содержание пиропов алмазоносных магнезиально-железистых эклогитов составляет только 1,9 %. В исследовании пиропов, проведенном в CGN *De Beers*, утверждается, что содержание эклогитовых пиропов более высокое (54 % в ПК трубки Ботуобинская, 33 и 29 % в АКБ трубок Ботуобинская и Нюрбинская соответственно). Однако на принятой в РФ диаграмме $CaO–Cr_2O_3$ Н. В. Соболева точки составов таких пиропов попадают в поле лерцолитового парагенезиса.

Особенностью небольшой группы пиропов из кимберлитов этих трубок является крайне высокие – до 15 вес. % содержания в них Cr_2O_3, тогда как его верхний предел обычно ограничен 11–12 вес. % [99]. Особенностью этих гранатов является низкое содержание Zr (<30 ppm) и высокое – Y (>15 ppm), Ti, Ga [72]. Следует заметить, что низкое абсолютное содержание в накынских кимберлитах пиропов алмазного парагенезиса находится в несколько парадоксальном противоречии с их высокой алмазоносностью.

Хромшпинелиды по морфологии зерен разделяются на преобладающие ксеноморфные овализованные зерна (80–85 %) с матированной поверхностью (результат магматической коррозии) и идиоморфные (усложненные октаэдры,

реже октаэдры) с глянцевой поверхностью; доминирует размер зерен 0,5–1,0 мм. В коре выветривания АКБ хромшпинелиды сильно корродированы вплоть до состояния мелкозернистого агрегата. Химизм хромшпинелидов отражен в табл. 3.3 (см. DB) и на диаграммах Al_2O_3–Cr_2O_3; TiO_2–Cr_2O_3 [123]. Обращает на себя внимание очень высокое (44–46 %) содержание хромшпинелидов алмазной ассоциации в кимберлитах трубки Ботуобинская, ранее не известное для кимберлитов [99]. Содержание подобных хромшпинелидов в трубке Нюрбинская значительно уступает ему и составляет 27 % объема выборки в ПК и 23 % – в АКБ.

Оливин очень редок; реликты его зерен имеют бледно-зеленый цвет, реакционную пирамидально-черепитчатую скульптуру, размер – доли миллиметра.

Альмандин и роговая обманка встречаются в отдельных частях трубок, в которых содержится повышенное количество обломков метаморфических пород фундамента.

Комплекс вторичных минералов – преимущественно гипергенного генезиса, образовавшихся в результате серпентинизации оливина и влияния на кимберлиты низкотемпературных гидротермальных процессов, включает *магнетит*, образующий редкие прожилки и тонкодисперсную вкрапленность; монокристаллы и стяжения *пирита*; мелкие (<1–2 мм) кристаллы *сфалерита*; волокнистые агрегаты *миллерита* и *барита* в ассоциации с кальцитом – в прожилках и гнездах; выделения *гидроокислов железа* – гётит и гидрогётит, пропитывающие отдельные участки пород, иногда – сидерит.

Статистический анализ показывает, что уровень алмазоносности в породах разных фаз внедрения находится в различных соотношениях со средними содержаниями МИК. Он прямо коррелирует с содержаниями пиропа и находится в обратной зависимости от концентраций хромшпинелидов (а также альмандина и роговой обманки, не относящихся к числу минералов-индикаторов кимберлитов).

Химический состав кимберлитов. По содержанию петрогенных элементов кимберлитовые породы трубок Накынского поля близки между собой и резко отличаются от кимберлитовых пород известных трубок Якутской провинции. Это низкотитанистые (TiO_2 <1 вес. %), низкожелезистые, среднемагнезиальные и относительно высококалиевые породы. Химический состав однотипных разновидностей кимберлитов всех тел очень близок. Порфировые кимберлиты первой фазы по сравнению с автолитовыми брекчиями второй фазы характеризуются более высоким содержанием TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O, P_2O_5 и пониженным содержанием MgO. Средние содержания окислов на различных горизонтах трубок не претерпевают существенных изменений, кроме K_2O и Al_2O_3, содержания которых с глубиной значимо увеличиваются (K_2O – до 1,93 %, Al_2O_3 – до 5,42 %), а MgO резко снижается. Сильно меняются содержания окислов в коре выветривания АКБ: значимо увеличиваются содержания SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, P_2O_5, существенно уменьшаются содержания MgO, CaO и K_2O.

КТБ по сравнению с другими разновидностями пород характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3, CaO, K_2O и пониженными – MgO, Fe_2O_3 как результат влияния часто существенной примеси обломков осадочных пород рамы. В целом заметна тенденция изменения химического состава

кимберлитов от первой ко второй фазе внедрения, сопровождающаяся уменьшением содержания оксидов кремния, титана, магния, натрия, фосфора и увеличением калия и кальция.

По данным полуколичественного спектрального анализа [233], в кимберлитах трубки Ботуобинская повышены содержания P, Ba, Cr, Ni, Sr, Co, Ti, V, Zr, а содержания Ga, Nb, Ag, Pb понижены. Порфировые кимберлиты этой трубки отличаются от автолитовых кимберлитовых брекчий (АКБ) и кимберлитовых туфобрекчий (КТБ) повышенными концентрациями Cr, Ni, Sc, Co, Nb, Ag, Sn, Ba, Yb и пониженными Zn. Микроэлементный состав КТБ и АКБ сходен; в АКБ относительно повышено только содержание Zn.

Результаты спектрального анализа по скважинам до глубины 465 м свидетельствуют об устойчивом повышении с глубиной концентраций Ni (в 2 раза по отношению к верхней части кимберлитового тела) и снижению концентраций Ag – в 5 и раз более.

Некоторые особенности минерального и химического состава кимберлитов Накынского поля существенно отличают их от других кимберлитов Якутской провинции:

– аномально высокое (25–50 % объема) содержание в основной связующей массе флогопита, крайне низкое (<0,5 % объема) содержание рудных и перовскита;

– аномально высокая (27–46 %) доля хромшпинелидов алмазной ассоциации в породах всех тел;

– все разновидности кимберлитов имеют крайне низкие содержания тяжелой фракции, том числе МСА, а пикроильменит отсутствует практически полностью;

– экстремально низкие содержания Ti в кимберлитах при относительно высоких содержаниях K, резко отличающиеся от кимберлитов известных тел провинции;

– при высокой средней хромистости пиропов, но низком содержании среди них пиропов алмазной ассоциации ультраосновного парагенезиса (2,2–4,7 % в трубке Ботуобинская; 1,2–5,4 % в трубке Нюрбинская) очень высокая алмазоносность кимберлитов объясняется высокой (~20 %) долей алмазов эклогитового парагенезиса. Для трубки Ботуобинская оптико-спектроскопическими исследованиями установлено высокое (до 13,6 %) содержание пиропов алмазоносных Mg-Fe эклогитов основного парагенезиса;

– по петрохимическому составу кимберлиты Накынского поля имеют признаки как кимберлитов группы 1, так и группы 2 [143], что обусловлено почти постоянным содержанием TiO_2 и широким разбросом значений K_2O. Это может быть связано как с процессами контаминации, так и хлоритизацией флогопита.

Все петрохимические особенности Накынских кимберлитов объясняются скорее всего глубинными факторами, существовавшими в период активизации кимберлитового магматизма; некоторое влияние на них могли оказать также условия, в которых осуществлялось прохождение кимберлитового расплава в земной коре возраста.

Ксенолиты мантийных пород. В образцах из кимберлитовой трубки Ботуобинская изучены четыре ксенолита серпентинитов размером от 3 до

10 см по длинной оси. Макроскопически породы светло- или темно-зеленого цвета. В одном случае в породе присутствуют редкие крупные (до 5 мм) таблитчатые зерна неизмененного светло-коричневого флогопита. В другом – крупное (5 мм) зерно граната окружено келифитовой каймой толщиной около 1 мм, сложенной хромшпинелидом и флогопитом, размер зерен которых достигает 0,1 мм. Кроме того, в серпентините присутствуют баститовые(?) псевдоморфозы по ортопироксену(?) светло-серого цвета. В двух случаях в протолочках установлено присутствие шпинели, хромдиопсида и амфибола.

Породы сильно изменены, и первичная структура пород в результате серпентинизации может сохраниться частично или быть полностью утраченной. Для шпинелевого серпентинита характерна мелкозернистая структура, а для гранатового серпентинита – среднезернистая. В шпинелевом серпентините участками встречается первичная гипидиоморфнозернистая структура. Вторичная структура неясная петельчатая.

В трубке Нюрбинская обнаружены два ксенолита гранатовых серпентинитов размером ~6 см по длинной оси. Макро- и микроскопически породы однотипны; они имеют грязно-зеленый цвет с крупными (до 3 мм) округлыми зернами бледно-лилового пиропа. Количество граната в породе ~5 %, распределение неравномерное. Структура породы петельчатая, первичная структура затушевана вторичными изменениями. В протолочках присутствует также клинопироксен. В шлифах различаются только единичные реликты зерен хромдиопсида, который интенсивно замещен кальцитом.

Толщина келифитовых кайм не превышает 0,2 мм. Внутренняя часть каймы содержит мелкие зерна флогопита. Средняя ее часть является скрытокристаллической, полупрозрачной. Внешняя зона сложена флогопитом, максимальный размер зерен которого не превышает 0,05 мм.

По содержанию CaO и Cr_2O_3 гранаты из серпентинитов относятся к лерцолитовому парагенезису, что подтверждается присутствием в ассоциации с ними хромдиопсида, количество которого в породе незначительно. Составы пиропа из обоих ксенолитов практически идентичны. Составы хромдиопсида в обоих ксенолитах практически идентичны, а от клинопироксена из ксенолита шпинелевого серпентинита трубки Ботуобинская отличаются бóльшим содержанием Al_2O_3 и Na_2O и меньшим – CaO.

Возраст кимберлитов Накынского поля. Возрасту кимберлитов Накынского поля посвящена весьма обширная библиография и множество производственных документов. Он определялся, видимо, всеми известными в настоящее время методами в различных лабораториях, в т. ч. зарубежных, и характеризуется весьма широким разбросом полученных результатов – от середины ордовика до раннего карбона. Судя по связи всех кимберлитовых тел с единой тектонической структурой – Диагональным разломом, однотипному набору кимберлитовых пород и их соотношений, формирование разных тел было если не одномоментным, то осуществлялось в сравнительно коротком интервале времени.

Надежные, но недостаточно точные (для нижнего возрастного предела) данные дают общегеологические методы: накынские кимберлиты не могут быть древнее наиболее молодых прорываемых ими образований, которыми являются осадочные отложения нижнего ордовика, как не могут быть и мо-

ложе интрудирующих их траппов дьяхтарского комплекса, датируемого поздним девоном – ранним карбоном.

Существенно уточнить нижний возрастной предел возможного временного интервала их формирования позволяет палеонтологический метод. При изучении комплекса ксенолитов осадочных пород, содержащихся в кимберлитах, выяснилось, что среди них присутствуют обломки пород с остатками брахиопод силура, а также комплексы конодонтов нижнего и среднего девона [118]. Наиболее молодой комплекс конодонтов из ксенолитов трубки Нюрбинская имеет среднедевонский возраст. Он представлен видами *Icriodus difficilis* Z. et Kl. и *Panderodus* sp. Оба вида широко распространены в среднедевонских отложениях Северо-Востока Азии. Таким образом, эти данные позволяют полагать, что абсолютный возраст кимберлитов трубки Нюрбинская не может быть древнее 383,6 ± 3,0 млн лет [315], отвечающего границе между живетским и франским ярусами девона.

Что касается инструментальных методов определения возраста, то здесь начинается область, характеризующаяся высокой степенью неопределенности и достаточно сложных способов интерпретации полученных результатов. Причина этого состоит в том, что кимберлитовые породы Накынского поля характеризуются высокой степенью измененности, связанной с мощным воздействием на них постмагматических метасоматических и гидротермальных процессов, а для пород трубки Нюрбинская – также влиянием трапповой магмы, содержавшей большое количество летучих компонентов.

Кроме того, по своему составу они, как и все кимберлиты – гибридные образования, содержащие часто очень большое количество обломочного и тонкодисперсного материала осадочных, метаморфических, иногда и мантийных пород. Все это создает значительные трудности при их датировании изотопными методами, особенно по валовому составу пород. Датирование по входящим в их состав аутигенным минералам, в т.ч. циркону, флогопиту, перовскиту, бадделеиту, устраняет некоторые из них, несколько облегчая задачу, но связано с определенными сложностями при установлении генетической принадлежности исследуемых минералов и интерпретации полученных результатов. Вследствие этого значения, полученные с помощью единого метода и в одной и той же лаборатории, характеризуются иногда значительными вариациями.

Первые определения времени формирования кимберлитов Накынского поля изотопными K-Ar и Rb-Sr методами дали широкий диапазон значений – 450–332 млн лет [62, 66, 125, 142, 148, 311 и др].

Определение абсолютного возраста кимберлитов из трубок Нюрбинская и Ботуобинская было выполнено Rb-Sr методом в Университете Хоккайдо (Япония) на масс-спектрометре FINIGAN-MAT-262 [311, 314]. Полученная датировка (365 млн лет) соответствует верхнему девону.

В 2004 г. датирование кимберлитов поля по флогопиту выполнено в CGN De Beers, ЮАР [124]. Средневзвешенный возраст, рассчитанный для кристаллов флогопита из кимберлитов (после исключения из расчета аномально древних значений), для трубки Ботуобинская составил 380 ± 12 млн лет, для трубки Нюрбинская – 380 ± 5 млн лет.

Нами в 2018 г. были отобраны в карьере Нюрбинский пробы кимберлитов из северного и южного блоков трубки. Изохронным Rb-Sr анализом флогопита

по трем образцам (табл. 4) получен результат, составляющий 454,5 ± 5,9 млн лет, соответствующий позднему ордовику, представляющийся очень сильно удревненным.

Таблица 4

Изохронные возрасты кимберлитов Накынского поля

Объекты	Номер пробы	Метод анализа	Изотопный возраст (млн лет)
Ботуобинская		Rb-Sr	354–448 O_3–C_1
		Ar-Ar	34–440 S_1–C_1
Нюрбинская		Rb-Sr	369–449 O_3–D_3
		Ar-Ar	332–443 S_1–C_1
Нюрбинская	1/13 (южн.)	Rb-Sr (Phl)	454,5 ± 5,9
	5,0 (южн.)		
	8/1 (север.)		

В последующее время было выполнено большое количество определений изотопного возраста кимберлитов с применением Sm-Nd, $^{40}Ar/^{39}Ar$ методами по различным минералам и основной массе кимберлитов [66, 124, 125, 142, 147 и др.]. Все они дали результаты, укладывающиеся в интервал времени от 365 до 380 млн лет, что позволяет уверенно датировать возраст кимберлитов поля как позднедевонский.

Решение вопроса о возрасте кимберлитов в значительной мере зависит от разрешения такой же проблемы для базитовых даек вилюйско-мархинского комплекса. В последней работе, посвященной этой проблеме [127], проанализированы данные, полученные $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом. Для даек ВМДП интервал возможных возрастов составляет всего 2,6–7,8 млн лет – от 376,3 до 373,7–368,5 млн лет – при очень хорошей сходимости результатов, полученных в разное время и в разных лабораториях [66, 126, 142, 147]. При этом считается, что дайки пояса образуют две группы – «докимберлитовую» и «посткимберлитовую». К последним отнесены тела дьяхтарского комплекса, интрудирующие кимберлиты трубки Нюрбинская; возраст их установлен Легендой-2009 как поздний девон – ранний карбон; следовательно, верхний возрастной предел формирования кимберлитов не может быть древнее этого интервала – с учетом того, что первыми в его границах были образованы кимберлиты.

Верхнемунский кимберлитовый комплекс (ιD_3–$C_1 vm$) включает 20 кимберлитовых трубок и даек, образующих Верхнемунское кимберлитовое поле.

Верхнемунское кимберлитовое поле расположено в верховьях р. Муна в 160 км к северо-востоку от г. Удачный. Поле включает в себя 16 трубок и четыре жилы (дайки). Кимберлиты интрудированы в кембрийские карбонатные образования осадочного чехла; глубина залегания кристаллического фундамента в пределах района поля по данным аэромагнитной съемки оценивается в 1,0–1,5 км. Судя по составу ксенолитов в кимберлитах, фундамент сложен кристаллическими сланцами, реже биотит-гранатовыми и амфибол-гранатовыми гнейсами. Вблизи западного края Мунского поднятия фундамент вскрыт скв. 203 на глубине 1160,9 м [222].

Размеры поля 12 × 6 км. Оно имеет форму несколько искаженного овала, ориентированного длинной осью в субширотном направлении, соответствующем, видимо, ориентировке глубинной структуры, контролирующей размещение поля и его общую ориентировку. Внутренняя структура поля на приповерхностном уровне определяется кимберлитовмещающими нарушениями северо-западного (аз. прост. ~300°) простирания. Почти все тела поля входят в два линейных куста (кластера); большая часть тел (трубки Зимняя, Легкая, Комсомольская-Магнитная, Новинка, Вымпел, Интеркосмос, Дебют, 325 лет Якутии, Космос-II, Космос-III) образуют основную западную ассоциацию (линейный кластер), трубки Заполярная, Деймос, Поисковая и Малая – меньшую восточную, не столь отчетливо выраженную. Трубка Верхняя расположена на западном окончании поля, отдельно от остальных тел (рис. 28).

Форма трубок в плане в современном эрозионном срезе удлиненная, овальная или гантелевидная. Простирание длинных осей трубок и даек, как правило, северо-западное (285–300°), соответствующее кимберлитовмещающим нарушениям, кроме трубки Поисковая, имеющей северо-восточную ориентировку. Размеры трубок варьируют от 20 × 15 м (Малая) до 445 × (90–190) м (Заполярная). Жилы и дайка № 1 имеют мощность не более 0,5 м, прослеженную протяженность – несколько десятков метров.

Кимберлитовые тела сложены кимберлитами двух фаз внедрения – порфировыми кимберлитами и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями. Почти все тела Верхнемунского поля в различной степени алмазоносны; пять из них – с промышленными содержаниями алмазов.

Трубка Заполярная является самой крупной трубкой Мунского поля. Перекрыта только элювиально-делювиальными отложениями средней мощностью 2,6 м. На уровне современного эрозионного среза она имеет гантелевидную форму, вытянутую в северо-западном направлении; размеры по длинной оси – 445 м, в поперечнике – от 55 до 190 м. До глубины 200 м трубка представляет собой единое тело, но ниже распадается на два обособленных тела, разделенных осадочными породами зеленоцветной свиты: северо-западное и юго-восточное.

Северо-западное тело имеет эллипсовидную форму, вытянутую в северо-западном направлении, размеры 110 × 80 м. Контакты с вмещающими породами четкие, резкие, углы падения бортов трубки 80–85°. В зоне контакта кимберлитов с вмещающими породами иногда видны маломощные (0,3–1,3 м) зоны дробления. Спорадически в зонах экзоконтакта развивается серпофитизация вмещающих пород, пиритизация и кальцитизация; кимберлиты иногда образуют в них маломощные (до 0,3 м) инъекции.

В строении диатремы принимают участие два типа кимберлитовых пород: порфировый кимберлит, сформировавшийся на раннем этапе кимберлитообразования, и автолитовая кимберлитовая брекчия. Первая разновидность в верхней части трубки слагает до 80 % ее площади, но с глубиной доля ее уменьшается до 50 %. Автолитовая брекчия выполняет центральную и юго-западную части диатремы. До глубины 80–95 м от поверхности кимберлиты разбиты многочисленными крутопадающими зонами дробления, в различной степени ожелезнены и дезинтегрированы.

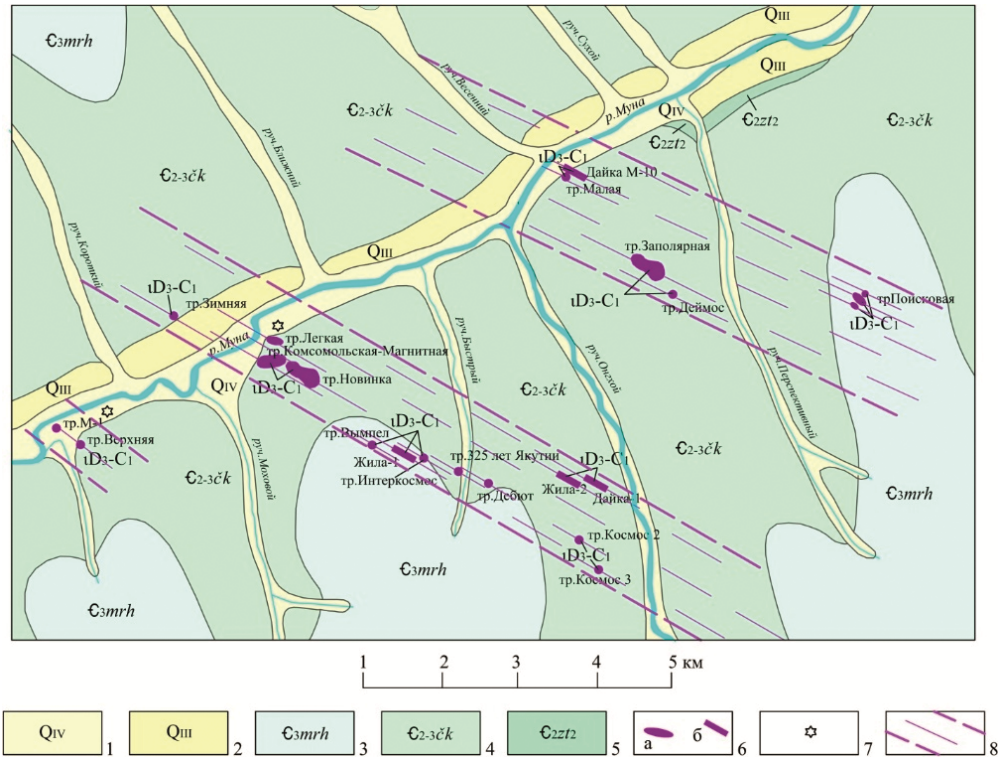


Рис. 28. Геологическая карта Верхнемунского кимберлитового поля
(по В. П. Серову, 2006ф, с дополнениями).

Четвертичная система: *1* – современные отложения поймы, галечники, суглинки, часто торфянистые; *2* – верхний отдел, I надпойменная терраса. Галечники, преимущественно мелкие, иногда сильно ожелезненные, суглинки. **Кембрийская система**: *3* – верхний отдел. Мархинская свита. Известняки глинистые и алевритистые с прослоями водорослевых и оолитовых разностей и мергелей. *4* – верхний–средний отделы. Чукукская свита. Переслаивание известняков, доломитов известковистых, в низах свиты оолитовые разности. *5* – средний отдел. Зеленоцветная свита, верхняя подсвита. Известняки, известняки оолитовые, известняки глинистые с прослоями доломитов и мергелей. *6* – **Среднепалеозойские кимберлитовые тела:** *а* – трубки взрыва, *б* – дайки. *7* – места находок алмазов в аллювии; *8* – зоны кимберлитовмещающих разломов.

Юго-восточное тело имеет гантелевидную форму и также вытянуто в северо-западном направлении; его размеры по длинной оси – от 295 до 260 м. Контакты тела с вмещающими породами четкие, резкие, их падение направлено обычно к центру трубки. Углы падения бортов выдержанные и составляют 83–87°, местами – субвертикальные. В зоне контакта во вмещающих породах и кимберлитах наблюдаются маломощные (0,5–1,5 м) зоны дробления с зеркалами скольжения.

Состав пород аналогичен северо-западному телу. Порфировый кимберлит выполняет южную и северо-восточную части тела, занимая на поверхности 45 % его площади; с глубиной его доля уменьшается до 30 %, иногда меньше. Остальная часть трубки сложена автолитовой брекчией, иногда содержащей включения порфирового кимберлита размером от первых метров до 30 м.

Контакты между различными типами кимберлитов часто сопровождаются зонами гибридизации с повышенным содержанием ксеногенного материала. До глубины 95–130 м кимберлиты в различной степени ожелезнены и дезинтегрированы [267].

Среди остальных трубок наиболее крупными являются ***Новинка*** (305 × (125–55–205) м, ***Комсомольская-Магнитная*** (275 × (110–60–115) м, ***Деймос*** (115 × 85 м) и ***Поисковая*** (105 × 70 м). Первые две, как и Заполярная, имеют удлиненную гантелевидную форму; при этом Новинка ориентирована в северо-западном направлении, а Комсомольская-Магнитная – в северо-восточном. Обе трубки на дневной поверхности представляют собой самостоятельные единые тела, но на глубине около 90 м каждая из них разделяется на два самостоятельных тела. Трубка Поисковая состоит из трех обособленных тел: Западного, Центрального и Восточного, причем последнее является «слепым» и не выходит на дневную поверхность. Западное и Центральное тела, разделенные на поверхности перемычкой карбонатных пород, на глубине соединяются в единое тело. Западное тело на дневной поверхности имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении.

Трубка Новинка сложена одной разновидностью пород – порфировым кимберлитом с монтичеллитом. Ксенолиты вмещающих пород в нем крайне редки; размеры их достигают 16 м. В строении трубки Комсомольская-Магнитная принимают участие порфировый кимберлит и автолитовая кимберлитовая брекчия. Последняя слагает центральную часть тела, занимая на поверхности до 75 % его площади; с глубиной ее доля увеличивается до 80 %. Состав пород трубки Деймос аналогичен трубке Заполярная; доля кимберлитов разных фаз в трубках почти одинакова. Трубка Поисковая сложена целиком массивными порфировыми кимберлитами.

Петрографическая характеристика кимберлитов. Относительно небольшая ассоциация кимберлитовых тел Мунского поля выполнена породами двух петрографических типов, мало различающихся в разных телах, что может служить доказательством их связи с единым мантийным источником и близости времени становления. Общими их свойствами являются относительно невысокие содержания ксенолитов осадочных пород и высокие концентрации гранатов, часто полностью замещенных келифитом.

Порфировые кимберлиты представляют собой продукты I (интрузивной) фазы внедрения. Структура их порфировая, текстура массивная. Они характеризуются почти полным отсутствием ксенолитов осадочных пород, количество которых составляет первые проценты, и высоким содержанием псевдоморфоз по оливину, а также широким развитием вторичной минерализации, представленной кальцитом, пироауритом, бруситом и т. д.

Кимберлитовые брекчии с автолитовой текстурой основной массы относятся ко II (субвулканической) фазе внедрения. В целом породы характеризуются невысоким содержанием ксенолитов осадочных пород. Преобладают ксенолиты размерами от 0,5 до 1–2, реже 3–5 см в поперечнике. Содержание псевдоморфоз по оливину в среднем составляет около 30 %; реликты оливина встречаются довольно часто, в основном – в центральных частях псевдоморфоз. Очень часто в псевдоморфозах содержатся единичные включения хромдиопсида, хромшпинели, лилового граната, вследствие чего они могут быть

приняты за ксенолиты пород глубинных ультраосновных пород. По размерам порфировых выделений среди них выделяются разновидности от крупно- до среднепорфировых.

Ксенолиты глубинных пород встречаются в значительных количествах в обоих типах кимберлитов, обнаруживая при этом большое видовое разнообразие. В основном это гранатовые разновидности, размеры которых не превышают 2–3 см, в единичных случаях – до 20 см. Подавляющее большинство мантийных ксенолитов в той или иной степени серпентинизировано и они представляют собой серпентиниты по дунитам, перидотитам. Встречаются единичные ксенолиты эклогитов.

Ксенолиты метаморфических пород фундамента в обоих петрографических типах кимберлитов встречаются в меньшем количестве, чем мантийные. Чаще всего это обломки кристаллических сланцев, реже – биотит-гранатовых и амфибол-гранатовых гнейсов; размеры их – до 10 см. Они подвергнуты тем же вторичным изменениям, что и вмещающий кимберлит: интенсивно серпентинизированы, карбонатизированы, нередко окварцованы.

Содержание МСА в целом невысокое; они в основном относятся к пироксен-шпинель-гранатовой ассоциации, в которой гранат резко преобладает. Размеры его зерен редко превышают 5 мм в поперечнике. Ильменит, пироксен, хромшпинелиды встречаются в виде единичных зерен. Почти половину от общего количества гранатов составляют вкрапленники, полностью замещенные реакционной келифитовой каймой. Характерной особенностью кимберлитов трубки Поисковая является низкое содержание минералов-спутников и практически полное отсутствие ксенолитов пород фундамента.

Гранаты представлены пиропом лиловой, малиновой, оранжевой (оранжево-красной) цветовых разновидностей. Результаты химических анализов гранатов показывают, что среди них преобладают хромсодержащие разновидности ультраосновных парагенезисов, а гранаты основных парагенезисов присутствуют в подчиненном количестве. Большую часть составляют гранаты лерцолитой ассоциации (более 70 %), на втором месте – гранаты дунит-гарцбургитового парагенезиса (около 18 %). Доля гранатов эклогитового парагенезиса – около 7 %. Гранаты алмазной ассоциации составляют около 10 % популяции. Пикроильменит в кимберлитах встречается в виде редких знаков.

Химический состав разных петрографических типов кимберлитов существенно различается, что находит отражение в содержаниях Al_2O_3, K_2O, Fe_2O_3, TiO_2, ппп. Высокие содержания SiO_2, MgO обусловлены значительным количеством неизмененного оливина, серпентина, более позднего пироаурита, который представлен двумя генерациями: включениями в большинстве порфировых выделений, а также в основной массе, где он широко развит в виде прожилков различной ориентировки. Породы приповерхностных горизонтов трубок и их приконтактовых зон характеризуются повышенными содержаниями CaO, CO_2, что вызвано интенсивной карбонатизацией, с развитием кальцита, пироаурита и других карбонатов. Высокие содержания TiO_2 (в среднем около 1,2 масс. %) обусловлены развитием перовскита в основной массе. Результаты рентгенографических анализов показывают, что основная масса пород сложена серпентин-карбонатным, серпентин-хлорит-карбонатным агрегатом.

Возраст кимберлитовых тел определялся различными методами, дававшими часто достаточно противоречивые результаты. Нам представляется, что наиболее близко отвечающим современным представлениям следует считать абсолютный возраст, определенный для группы тел Верхнемунского поля с помощью U-Pb метода по перовскиту [145]. Он составил от 366,3 ± 3,2 до 347,1 ± 8,2 млн лет, что отвечает достаточно узкому интервалу времени верхов девона – начала карбона (табл. 5).

Таблица 5

Абсолютные возрасты некоторых трубок Верхнемунского поля

Трубка	Возраст, млн лет
Заполярная	366,3 ± 3,2
325 лет Якутии	347,1 ± 8,2
Интеркосмос	356,1 ± 3,9
Малая	363,0 ± 5,1
Поисковая	361,8 ± 3,2
Зимняя	353,0 ± 5,0

Среднеоленёкский кимберлитовый комплекс (ιD$_3$–C$_1$*s0*). На площади листа Q-50 кимберлиты среднеоленёкского комплекса представлены одним, очень мелким Севернейским полем и весьма незначительным южным окончанием Чомурдахского поля, основная часть которого находится на смежном с севера листе R-50. Район их распространения находится в крайней северной части рассматриваемой площади, на междуречье Оленёк–Муна, в пределах южной части Суханской впадины и восточного склона Мунского свода, сложенных карбонатными и глинисто-карбонатными породами среднего–верхнего кембрия.

Чомурдахское кимберлитовое поле. На площади листа Q-50 находится только три небольших кимберлитовых тела этого поля – трубки Ильменитовая, 31 июля и Уральская. Кимберлитовые тела перекрыты маломощным делювием, изучены ограниченным комплексом горных работ, мелкообъемного и шлихового опробования [304].

Внутренняя структура этого участка поля контролируется, видимо, как и для основной его части, тектоническими нарушениями северо-восточной ориентировки, совпадающей с генеральным направлением Далдыно-Оленёкской зоны. Кимберлитовые тела поля одиночные. Трубки взрыва имеют несколько удлиненную форму.

Трубка 31 июля изучена лучше остальных. Она имеет овальную форму, размеры 40 × 50 м. Сложена однородными по составу порфировыми кимберлитами массивной текстуры, серыми и темно-серыми, с зеленоватым или синеватым оттенком. Содержание мелких (до 1,5 см) угловатых обломков вмещающих пород не превышает 5 %. Встречаются редкие обломки метаморфических пород фундамента. Пикроильменит, как и в телах основной части поля, резко преобладает над пиропом.

Порфировые кимберлиты состоят из многочисленных псевдоморфоз серпентина по оливину двух генераций – в сумме до 40–45 % объема породы –

и основной связующей массы. I генерация – вкрапленники размером 1,5–4 мм, изредка – до 8 мм, изометричной и угловатой формы. II генерация – мелкие изометричные выделения около 1 мм. Практически все они замещены серпентином, кальцитом, изредка – хлоритом петельчатой структуры, с пылевидными выделениями магнетита. В штуфах и шлифах неизмененный оливин не наблюдался.

Изредка вкрапленники представлены пикроильменитом, образующим иногда агрегатные желваки размером до 6 мм. Основная масса (55–60 %) имеет карбонат-серпентиновый состав, иногда с примесью хлорита.

По результатам мелкообъемного опробования трубки, в тяжелой фракции проб резко доминирует пикроильменит; установлены также магнетит, оливин; содержание пиропа, хромшпинелидов и хромдиопсида крайне незначительно.

В шлихах из элювия кимберлита пикрольменит встречается обычно в количестве 40–200 зерен на пробу 20 л, иногда – до 4300 зерен. В концентрате мелкообъемной пробы его количество составило 103 000 зерен [267]. Преобладают зерна размером до 1 мм, изредка – 2–3 мм. Зерна преимущественно округлые и угловато-округлые, сохраняют первичную магматогенную форму; имеют шероховатую и матированную поверхность. Около 10 % зерен имеет агрегатное строение.

Оливин в шлиховых пробах из элювия встречается в количестве до 500 зерен. Размер их обычно очень мелкий – 0,5 мм, зерна размером около 1 мм единичны.

Пироп в шлихах обнаружен в количестве до 15 зерен, в пробе – 36 зерен; размер их менее 1 мм, первичные поверхности обычно матированные и шероховатые. В окраске зерен преобладает (более 90 %) лиловая, остальные зерна – оранжево-красные.

Хромшпинелид – единичные зерна размером до 1 мм, обычно колотые, иногда – октаэдрические, с корродированными гранями.

Хромдиопсид – единичные зерна ярко-зеленого цвета до 0,5 мм, с реликтами первичной матированной поверхности.

Тела убого алмазоносны.

Ксенолиты мантийных пород не упоминаются, в отличие от других тел поля, в которых они встречаются достаточно часто [17]. Скорее всего это связано с незначительным объемом опробования. Сохраняется характерная особенность кимберлитов поля – редкая встречаемость ксенолитов траппов.

Трубка Уральская имеет каплевидную форму, ориентирована на северо-запад по азимуту 345°; размеры ее 70 × 110 м. Сложена преимущественно кимберлитовой брекчией зеленовато-серого цвета с содержанием обломочного материала до 20 %, в эндоконтакте – до 50 %. В составе трубки выделены также участки, сложенные кимберлитом порфировой структуры [174]. Средние содержания минералов тяжелой фракции составляют (%): пикроильменит – 1,45; пироп – 0,001; магнетит – 0,61; в редких знаках присутствуют хромшпинелиды, апатит, гидроокислы Fe.

Химический состав кимберлитов (%): SiO_2 – 26,13; TiO_2 – 3,92; Al_2O_3 – 3,23; Cr_2O_3 – 0,063; Fe_2O_3 – 9,30; FeO – 2,82; MnO – 0,143; MgO – 26,08; CaO – 10,08; Na_2O – 0,14; K_2O – 1,27; P_2O_5 – 0,89; S – 0,73; CO_2 – 7,14; ппп – 8,24; сумма – 100,176 [317].

Трубка Ильменитовая неправильно-овальной формы, ориентирована по азимуту простирания СВ 30°, размеры 25 × 70 м. Сложена очень плотной кимберлитовой брекчией почти черного цвета, содержащей до 60–70 % обломочного материала. Характерно (как и для трубки Уральская) почти полное отсутствие граната-пиропа и большое количество ильменита и магнетита. По данным опробования, средние содержания минералов тяжелой фракции пород трубки составляют (%): пикроильменит – 2,21; гидроокислы железа – 0,01; в знаковых количествах присутствуют пироп и магнетит. Магнетит в зоне выветривания часто окислен до гидроокислов железа.

Химический состав (%): SiO_2 – 25,31; TiO_2 – 2,24; Al_2O_3 – 4,07; Cr_2O_3 – 0,071; Fe_2O_3 – 6,40; FeO – 3,41; MnO – 0,14; MgO – 24,83; CaO – 11,72; Na_2O – 0,35; K_2O – 1,20; P_2O_5 – 0,34; S – 0,07; CO_2 – 11,80; ппп – 8,60; сумма – 100,551 [317].

Химический состав кимберлитовых пород поля обычен для кимберлитов Сибирской провинции. Массивные (малослюдистые) кимберлиты, слагающие отдельные блоки в некоторых трубках, имеют низкие содержания Ti, Fe, K. В слюдистых кимберлитах содержания Ti, Fe, K повышены при почти обычном количестве Al. В них заметно повышена также концентрация P, Mn, в меньшей степени – Ca, и понижена – Mg. Эти разновидности пород идентичны по своим петрохимическим особенностям жильным кимберлитам Якутии.

Для рассмотренных кимберлитовых тел Чомурдахского поля прямыми геологическими методами можно определить только их нижний возрастной предел; его следует считать постпозднекембрийским, поскольку карбонатные отложения верхнего кембрия – наиболее молодые образования, которые они прорывают. Возрастная характеристика имеется только для трубки Уральская, для которой Rb-Sr методом определен возраст кимберлита из автолита брекчии; он составил 441 млн лет, что соответствует раннему силуру. Анализ пробы K-Ar методом из основной массы кимберлитовой брекчии дал результат 408 ± 8 млн лет (девон). Возраст кимберлитов нескольких тел северных частей поля охарактеризован многочисленными изотопными анализами, преимущественно Rb-Sr изохронным методом, а также единичными анализами по циркону U-Pb (SHRIMP) методом и методом треков, однако его нельзя считать достаточно определенным. Датировки дают широкий спектр значений, возможно, отражающих различные этапы активизации кимберлитового магматизма в пределах Чомурдахского поля. Среди них доминируют значения, соответствующие двум главным среднепалеозойским этапам – от 378 до 382 млн лет, в меньшей мере – 405–429 млн лет, и второстепенному – 440–448 млн лет. Позднепалеозойские датировки (341–357 млн лет) имеют подчиненное значение [61].

Севернейское кимберлитовое поле расположено на междуречье Оленёк–Северная, в бассейнах рек Северная и Артык. Это поле – одно из самых мелких в Якутской провинции: в его пределах выявлены всего две трубки взрыва – Рассвет и Артык и одна кимберлитовая дайка – Дробленая. Трубка Рассвет находится в истоках левого притока р. Северная, трубка Артык – в 14 км к СЗ от нее, в долине руч. Оччугуй-Ары-Юрэх. Дайка находится на правом склоне руч. Артык, в 2,5 км к СВ от трубки Артык. Тела вскрыты горными выработками, изученность их недостаточная [197].

Трубка Рассвет представляет собой удлиненное дайкообразное тело с пережимом в центральной части до 10 м. Трубка Артык имеет изометричную форму, размеры ее 35 × 40 м. Вмещающие породы – известняки чомурдахской свиты; тела перекрыты маломощным (около 2 м) плащом делювия. Обнаружены минералогическим методом по ореолам МСА.

Дайка Дробленая не имеет видимой связи с трубкой Артык, но имея ориентировку по азимуту СВ 50°, трассируется в ее направлении; данный факт позволяет считать, что эти два тела контролируются единым тектоническим нарушением. северо-восточная ориентировка последнего определяет, видимо, и общую тектоническую структуру поля, аналогичную другим полям Среднеоленёкского района.

Трубки сложены типичной кимберлитовой брекчией с многочисленными обломками осадочных пород и редкими мелкими обломками долеритов.

Трубка Артык выполнена кимберлитами двух разновидностей. Первая из них слагает центральную часть тела; она представлена светло-серым порфировым кимберлитом с голубоватым оттенком, содержащим округлые автолиты размером 3–45 см, сложенные темно-серым массивным кимберлитом. Содержит обычно небольшое количество (около 10 %) обломков вмещающих пород. Вторая разновидность преобладает; она слагает периферические части трубки, представляя собой кимберлитовую брекчию с ксенопримесью в виде обломков вмещающих осадочных пород в количестве до 50 %. Она скорее всего является фациальным аналогом первой [166].

Порфировый кимберлит сложен вкрапленниками оливина двух генераций, флогопитом и комплексом МСА, погруженными в основную связующую массу.

Оливин. Общее содержание его вкрапленников достигает 40 %. В шлифах встречены только серпентин-карбонатные псевдоморфозы по нему. Образует две генерации вкрапленников:

I – вкрапленники размером до 2 мм, не имеющие четких кристаллографических очертаний, с расплывчатыми контурами. Они псевдоморфно замещены в основном серпентином, окраска которого варьирует от бесцветной и желтоватой (антигорит) до синевато-черной (серпофит). Первый имеет обычно аморфное сложение, второй – пластинчатое и волокнистое; их сочетание обусловливает различные типы структур псевдоморфоз. Крупные псевдоморфозы имеют концентрически-зональное строение, при этом внешняя зона сложена светлым антигоритом, который постепенно сменяется к центру серым или черным серпофитом. В центре псевдоморфоз находится обычно рудный или карбонат; последний иногда целиком замещает серпентин. По границе псевдоморфоз обычна оторочка иддингсита;

II – мелкие зерна (0,1–0,3 мм); сохраняют гексагональную морфологию исходного минерала. Представлены обычно только серпентином, часто зональным.

Флогопит. Общее содержание его до 20 %, вкрапленники составляют до 10 %. Образует три генерации кристаллов:

I – крупные вкрапленники до 5 мм (4–5 %, с неровными, иногда округлыми контурами. По трещинам спайности – тонкие линзы карбоната, рудного;

II – мелкие (0,1–0,3 мм) кристаллы удлиненной, изометричной и квадратной формы с четкой спайностью (4–5 %). В краевой зоне часто замещены карбонатом, реже – хлоритом;

III – микролиты (0,01–0,05 мм) основной массы; распределены в породе неравномерно, их количество всегда меньше карбоната и серпентина. Часто образуют скопления (оторочки) вокруг крупных псевдоморфз серпентина по оливину 1 генерации.

Пикроильменит (2–4 %). Крупные (до 5 мм) вкрапленники угловатой морфологии представляют собой, видимо, обломки кристаллов, часто трещиноватые, с карбонатом по трещинам. Основная масса кристаллов (0,1–1,0 мм) имеет округлую, изометричную форму. Зерна обычно имеют кайму иддингсита и рудной пыли, халцедона или карбоната. Крупные зерна его часто окружены скоплениями мелких зерен перовскита и магнетита. В осветленных разностях пород вокруг зерен образуется оторочка лейкоксена.

Основная масса микрозернистая, содержание ее в кимберлите – около 50 %; представлена комплексом вторичных минералов, в основном серпентином и карбонатом, соотношение которых в породе сильно различается, составляя от 15 до 70 %. Флогопит в виде микролейст составляет от 7 до 20 % объема массы. Постоянно присутствует рудная пыль. На некоторых участках широко развит карбонат, реже – хлорит, замещающий серпентин вкрапленников и в периферии фенокристаллов флогопита. Встречаются мелкие (0,05–2,0 мм) кристаллы перовскита, содержание которого не превышает 1–2 %; иногда они обрастают рудным. Его скопления связаны обычно с зернами пикроильменита. Содержание магнетита – до 1,5 %; он развит как в основной массе, так и в псевдоморфозах серпентина, встречается также по трещинам спайности в флогопите и в виде пылевых скоплений вокруг зерен пикроильменита. Кроме того, встречаются также эпитермальные гидрослюды, халцедон, иддингсит и кварц.

Автолиты в порфировом кимберлите имеют размеры от 3–5 до 40 см в диаметре. Сложены порфировым слюдистым кимберлитом темного голубовато-серого цвета. От вмещающего кимберлита отличаются только цветом и более высоким содержанием псевдоморфоз серпентина по обеим генерациям оливина и хлорита.

Алмазы в концентрате мелкообъемной пробы не обнаружены.

Вмещающие породы на контакте с кимберлитами незначительно изменены. Непосредственно на контакте они приобретают почти черный цвет вследствие интенсивной битуминизации пород.

Дайка Артык имеет азимут простирания СВ 50° <75–80°. Мощность дайки на поверхности 0,4 м, на глубине нескольких метров она сокращается до 0,25 м. Прослежена по простиранию по ореолу МСА на 2,5 км. В магнитном поле не выражена. Вмещающие породы – известняки чомурдахской свиты; на контакте они незначительно изменены, в зоне контакта отмечается повышенная трещиноватость, слабая перекристаллизация известняков. В полосе около 1,5 м от контакта слои известняков имеют резкий (до 45°) наклон в сторону от дайки. Один из контактов тектонический, с амплитудой 0,6 м, с зеркалами скольжения. Вдоль контакта в кимберлите развита галенит-баритовая минерализация [166].

Дайка сложена слюдистым порфировым кимберлитом коричневато-серым, интенсивно трещиноватым. От кимберлита трубки отличается существенно более высоким содержанием флогопита, вкрапленники которого преобладают над оливином. Содержание последнего в породе от 8–10 до 22 %, флогопита – до 30 %. Содержит до 10 % ксеногенных обломков вмещающих пород размером до 25 мм. Содержание вкрапленников и состав основной массы в разных частях дайки различны.

Трубка Рассвет представляет собой вытянутое в северо-северо-восточном направлении дайкообразное тело размерами 80 × 20 м, с пережимом в центральной части до 10 м. Трубка выполнена кимберлитом, аналогичным трубке Артык.

Опробованием установлен ореол рассеяния МИК в русловом аллювии руч. Эселинде; здесь выделен локальный участок (4 × 2,5 км), перспективный для поисков алмазоносных кимберлитов. Установлена также алмазоносность аллювия террас р. Северная и руслового аллювия руч. Кюннюктээх, которая связывается с кимберлитами Севернейского поля.

Определение абсолютного возраста имеется только для трубки Рассвет: U-Pb (SHRIMP) методом по циркону из основной массы кимберлитовой брекчии получен результат 344,1 млн лет, а методом треков – 374 ± 12 млн лет, отвечающий наиболее обширной среднепалеозойской эпохе кимберлитового магматизма Сибирской провинции [298].

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОСНОВНОГО СОСТАВА МЕЗОЗОЙСКОГО ВОЗРАСТА

Катангский долеритовый комплекс гипабиссальный ($\beta T_1 kt$) представлен преимущественно силами, часто весьма обширными по площади, изредка – дайками, являющимися, видимо, подводящими каналами к ним. Все типы тел сложены оливиновыми и безоливиновыми долеритами, реже – габбродолеритами, в эндоконтактах – микродолеритами. Этот комплекс относится к триасовой интрузивной трапповой формации Сибирской платформы. Петротип находится в бассейне р. Катанга [79] и представлен неддифференцированными интрузиями долеритов.

Интрузии этого комплекса развиты исключительно в крайней юго-западной части площади листа Q-50, в бассейнах правобережных притоков р. Марха, где они распространены чрезвычайно широко, занимая практически все невысокие водораздельные пространства и образуя обширное трапповое плато (рис. 29). Силлы комплекса обычно залегают в достаточно ограниченном интервале стратиграфического разреза – на границе верхних частей терригенной продуктивной толщи каменноугольного–пермского возраста с вулканогенными образованиями нижнего триаса или в толще последних, реже – в почти всегда слаболитифицированной толще продуктивных отложений, вплоть до границы ее с жестким нижнепалеозойским карбонатным цоколем. На некоторых участках субпластовые и секущие тела образуют в продуктивной толще тела весьма сложной морфологии. Для некоторых силлов характерно многоэтажное строение и наличие в них пластообразных ксенолитов осадочных образований различных размеров [51].

На большей части территории образования катангского комплекса выходят непосредственно на дневную поверхность, и лишь в восточных частях поля своего развития с размывом перекрываются иногда нижнеюрскими морскими осадками.

Мощность субпластовых тел траппов достигает 150–160 м.

Магнитное поле над интрузиями катангского комплекса имеет сложное строение, характеризующееся весьма высокими значениями горизонтального градиента разного знака; это дает возможность уверенно их опознавать и картировать.

Наиболее крупным участком развития интрузий катангского комплекса являются бассейны правых притоков р. Марха – реки Ыгыатта, Улахан-Дюктели и Аччыгый-Дюктели, где они слагают многочисленные изолированные участки в верхних частях невысоких водораздельных возвышенностей. Судя по единообразию состава слагающих их пород и однотипным условиям залегания, они представляют собой разобщенные реликты двух некогда единых огромных интрузивных массивов – Ыгыаттинской и Холомолохской интрузий, эродированных притоками р. Марха [92].

Первоначальная площадь Ыгыаттинской интрузии составляла более 4000 км^2. Ее подошвой служат карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя, кровлей – различные горизонты терригенных отложений продуктивной толщи или пирокластические вулканиты нижнего триаса. Обнажения ее многочисленны; она вскрыта также многочисленными буровыми скважинами, иногда по достаточно густой (4–2 × 2 км) сети. Мощность силла уменьшается от 120–160 м в западной части до 30 м в восточной.

Ыгыаттинская интрузия, имеющая, видимо, вследствие повышенной мощности, достаточно сложное внутреннее строение, изучена очень детально; она является петротипом катангского комплекса (рис. 29) [51]. Породы, слагающие силл – средне-, иногда крупнозернистые долериты и габбродолериты массивной текстуры, темного зеленовато-серого цвета.

В западной части, в среднем течении р. Ыгыатта, где мощность тела достигает 155 м, интрузия обнаруживает признаки слабой расслоенности по степени раскристаллизованности и минеральному составу пород разных уровней. В ее составе выделяется несколько горизонтов, характеризующихся индивидуальными петрографическими особенностями и минеральным составом пород [92]:

1 – краевая (приподошвенная) фация: долериты плагиофировые средне- и мелкозернистые;

2 – долериты с пойкилофитовой структурой;

3 – долериты и габбродолериты оливиновые (10–20 %) с пойкилофитовой и офитовой структурой, такситовой текстурой;

4 – долериты и габбродолериты троктолитовые (оливина >20 %);

5 – долериты с пойкилофитовой и офитовой структурой, такситовые;

6 – породы, аналогичные гор. 4;

7 – габбродолериты с призматически-офитовой структурой;

8 – долериты с пойкилофитовой и офитовой структурой;

9 – краевая (прикровлевая) фация: долериты плагиофировые.

Общая мощность разреза – около 150 м. Переходы между горизонтами постепенные.

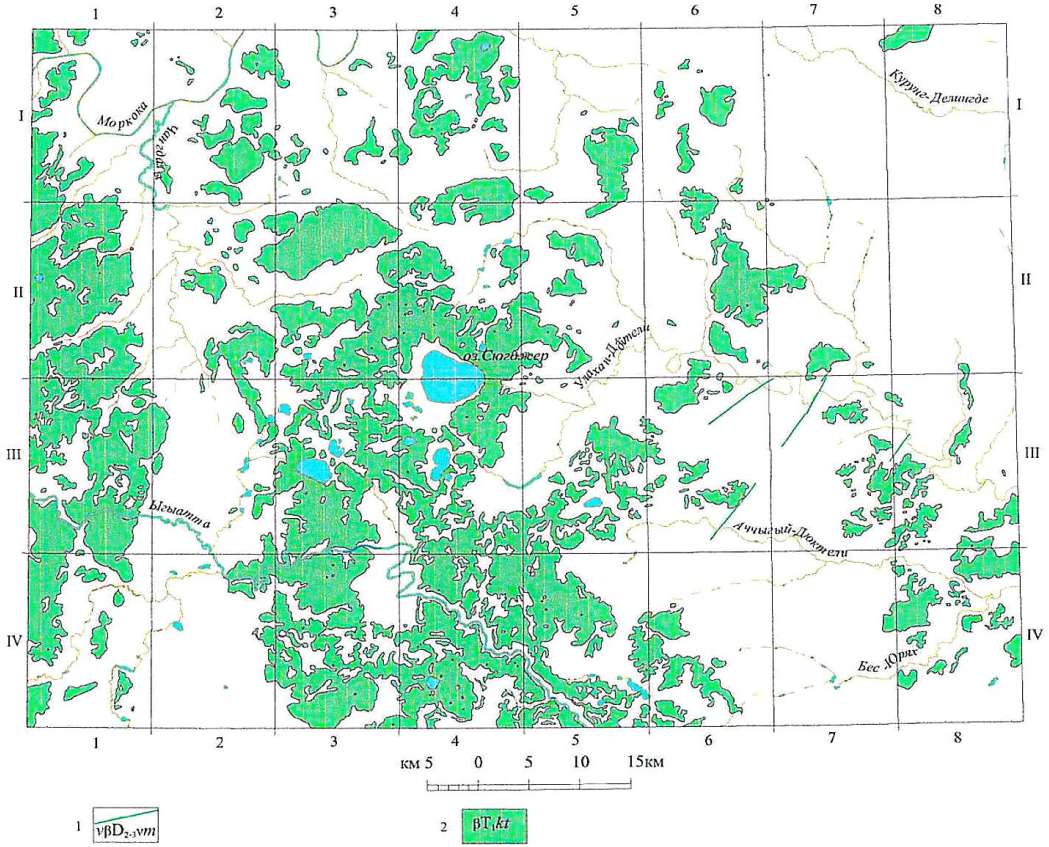


Рис. 29. Ыгыаттинская и Холомолохская (восточная часть) интрузии мезозойского возраста (по ГК-200 Q-50-XXXI, XXXII, 2001):

1 – дайки долеритов вилюйско-мархинского дайкового комплекса среднего девона, *2* – реликты пластовых интрузий: долериты, габбродолериты катанского комплекса раннего триаса.

Горизонты, обогащенные оливином, свойственны только участкам силла с максимальной мощностью; при мощности его менее 40–50 м оливиновые горизонты, как правило, не обособляются. В целом вверх по разрезу содержание оливина уменьшается от 20 до 3–5 %, в то время как клинопироксена – возрастает от 22 до 33 %.

Возникновение расслоенности Ыгыаттинской интрузии объясняется скорее всего внутрикамерной дифференциацией расплава в процессе его кристаллизации, ход которой на разных участках имел свои индивидуальные особенности. Это предположение подтверждается постепенным характером контактов отдельных горизонтов, отсутствием рвущих границ, видимых признаков флюидальности или взаимного влияния.

В юго-восточной части интрузива мощность его уменьшается до 50–60 м, но он сохраняет расслоенную внутреннюю структуру, в которой мощность горизонтов снижается до 2–20 м.

Вмещающие породы в зонах экзоконтакта уплотнены, ороговикованы, мраморизованы в зоне мощностью 0,1–0,5 м. В вулканогенной толще в кровле интрузии развиты апотуфовые роговики.

Минеральный состав пород Ыгыаттинской интрузии (об. %): плагиоклаз 40–50, клинопироксен 30–35, оливин 6–10, рудные 5, мезостазис 3–5 [93].

Плагиоклаз образует таблитчатые или призматические индивиды и лейсты, обычно зональные. Центральные части представлены битовнитом ($An_{78–82}$), краевые – лабрадором ($An_{56–67}$), внешняя кайма – андезином ($An_{38–46}$). Клинопироксен образует таблитчатые индивиды, обычно сдвойникованые, особенно в призматически-офитовых габбродолеритах и их оливиновых разностях. Оливин замещается иддингситом и боулингитом в результате автометасоматоза.

Химический состав пород катангского комплекса показывает, что они относятся к мафитам нормального ряда – производным толеит-базальтовой серии, насыщенным кремнекислотой. Он близок к среднему составу интрузивных траппов Сибири; характеризуется нормальной щелочностью пород, с более низкими содержаниями TiO_2, K_2O и P_2O_5, что резко отличает их от пород среднепалеозойских интрузивных комплексов. Работы Б. В. Олейникова показали принадлежность этих образований к раннемезозойской интрузивной трапповой формации Сибирской платформы. Формирование силла происходило из расплава при температуре 1200–1250 °С. Предполагаемая глубина его становления оценивается не более чем в 200–250 м от палеоповерхности.

На западной границе площади листа находится восточная краевая область также весьма крупной Холомолохской интрузии, основная часть которой расположена за пределами площади [93, 173]. По комплексу слагающих ее пород, их петрографическим и минералогическим особенностям она практически идентична Ыгыаттинской. Не исключено, что эти интрузии являлись некогда единым интрузивным массивом.

Концентрации микроэлементов в долеритах катангского комплекса типичны для пород основного состава Сибири. От долеритов вилюйско-мархинского комплекса они отличаются пониженными значениями содержаний титана и стронция, повышенным – цинка и лития [173].

Севернее р. Моркока, в бассейне р. Мархара распространены согласные межпластовые и секущие, обычно крутопадающие интрузии, которые сохра-

нились в основном в виде отдельных останцов, лежащих на отложениях нижнего ордовика. Они представляют собой линейные дайкообразные тела мощностью до 800 м и пластообразные интрузии неправильной формы. Секущие тела являются, видимо, остатками крупных подводящих каналов для силлов. Вещественный состав интрузий на этом участке однообразен. Они, вне зависимости от морфологии, сложены долеритами темно-серого цвета, часто с зеленоватым оттенком, реже – габбродолеритами, в приконтактовых частях – микродолеритами и их миндалекаменными разностями. Структура пород офитовая, пойкилофитовая, призматически-зернистая, долеритовая, микродолеритовая.

Возраст пород катангского комплекса на площади листа по геологическим данным установлен как раннетриасовый: они интрудируют все терригенные образования верхнего палеозоя, туфогенные породы чичиканской свиты нижнего триаса, а сохранившиеся на породах комплекса реликты кор выветривания датируются средним–поздним триасом (табл. 6). Перекрываются они с размывом нижнеюрскими отложениями [51].

Таблица 6

Абсолютный возраст* пород катангского комплекса (по Б. Г. Олейникову)

Породы	Местоположение	Возраст, млн лет
Ыгыаттинская интрузия		
Долерит	Среднее течение р. Ыгыатта, лист Q-50-XXXII	247 ± 9
Пойкилоофитовый оливиновый долерит	Среднее течение р. Ыгыатта, лист P-50-II	363 ± 6
	Верхнее течение р. Улахан-Дюктели, лист Q-50-XXXII	234 ± 4
		209 ± 5
Пойкилоофитовый долерит	Верхнее течение р. Аччыгый-Дьюктели, лист Q-50-XXXII	188 ± 5
		258 ± 3
Таксито-офитовый оливиновый габбродолерит	Нижнее течение р. Ыгыатта, лист P-50-II	390 ± 2
Холомолохская интрузия		
Пойкилоофитовый долерит	Верхнее течение р. Холомолох, лист P-50-I	260
Призматически-офитовый габбродолерит		253 ± 0

* Определения абсолютного возраста выполнены K-Ar методом.

Особенности состава пород, слагающих интрузивы катангского комплекса, морфология и условия залегания тел, связь их с краевой восточной частью Тунгусской синеклизы позволяют достаточно уверенно сопоставить их с одноименными, одновозрастными и во всех отношениях однотипными им образованиями, широко развитыми в центральных частях синеклизы [297]. Столь же уверенно можно параллелизовать их и с интрузивными образованиями молодинского комплекса, входящими в состав Молодо-Уджинского раннетриасового вулканического пояса, изученного нами на площади листов R-50,51

[17, 247]. Последнее сопоставление основано как на перечисленных выше особенностях состава, так и весьма характерных для подобных образований особенностях строения верхних прикровлевых частей интрузий; к главным из них относятся чрезвычайно сложная форма, большая мощность и весьма широкое развитие эндоконтактовых афанитов и зон роговиков в их кровле – в большинстве случаев апотуфовых.

Сложность строения верхних контактов таких интрузивов и всегда плохая обнаженность в условиях сильно выровненного рельефа (т. н. «трапповое плато») сильно осложняют их изучение, в результате чего они зачастую не получают адекватной идентификации. Обилие в зонах верхних контактов трудно распознаваемых тонкозернистых афанитовых долеритов эндоконтакта и экзоконтактовых апотуфовых роговиков часто приводит к тому, что такие участки выделяются как самостоятельные интрузивные тела или образования эффузивной фации вулканических комплексов.

В известных нам материалах изучения подобных образований [51] особенности строения их контактовых зон обычно ускользали от внимания исследователей, несмотря на то, что на аэрофотоматериалах разного масштаба можно уверенно дешифрировать многочисленные бугры, гряды, сложенные долеритами и роговиками, и разделяющие их западины, занятые обычно туфогенными породами. Наряду с достаточно детальным изучением внутреннего строения мощных тел, подобных Ыгыаттинской и Холомолохской интрузиям, данные о строении их контактовых зон практически отсутствуют – кроме немногочисленных упоминаний о присутствии в прикровлевой зоне роговиков/афанитов эндоконтакта – увы, без должного истолкования их позиции и значения.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа Q-50 расположена на восточной окраине Сибирской платформы. Со времени консолидации фундамента в раннем протерозое платформа располагалась в основном во внутренних частях литосферной континентальной плиты, находясь в зоне сочленения четырех ее крупнейших разновозрастных структур: юго-восточной части вендско-раннепалеозойской Анабаро-Оленёкской антеклизы, среднепалеозойской Патомско-Вилюйской палеорифтовой структуры (Патомско-Вилюйский авлакоген), позднепалеозойской–раннемезозойской Тунгусской и позднепалеозойской–мезозойской Вилюйской синеклиз (см. геологическую карту дочетвертичных образований, лист 4).

Тектоническое строение северной половины территории листа Q-50 достаточно простое. На основной ее части комплекс обнажающихся на дневной поверхности раннепалеозойских терригенно-карбонатных пород залегает субгоризонтально, с очень слабым общим наклоном к югу, где залегание становится слабонаклонным; локальные структуры малоконтрастны, проявления магматизма редки, а разрывные нарушения не имеют большой амплитуды. Структура южной половины площади, особенно ее более глубоких уровней, значительно сложнее. Она относительно хорошо изучена по результатам многочисленных геолого-поисковых работ разного масштаба с применением больших объемов геофизических исследований и бурения в связи с поисками и изучением месторождений нефти, газа и особенно – алмазов.

На современном эрозионном уровне в пределах площади листа обнажены образования, относящиеся к верхней половине верхнего структурного этажа – фанерозойского осадочного чехла Сибирской платформы; породы нижней части чехла и кристаллического фундамента вскрыты бурением. Чехол имеет в своем составе несколько структурных ярусов, отражающих различные этапы длительного развития территории в разных геодинамических обстановках: внутренних и окраинных частей континента, в том числе – внутриконтинентального рифта, внутриконтинентальных бассейнов и областей влияния горячих точек. Сложен он комплексом преимущественно терригенных и карбонатных, реже – вулканогенных пород, интрудированных (до среднетриасового уровня) большим количеством интрузий различного типа основного, изредка – щелочно-ультраосновного состава. В нижнем структурном этаже выделяется один – архейско-раннепротерозойский структурный ярус; в составе верхнего этажа выделено шесть структурных ярусов: рифейский, вендско-силу-

рийский, девонско-раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый, юрско-меловой и кайнозойский.

Нижний структурный этаж (архей–нижний протерозой)

Сведения о тектоническом строении кристаллического фундамента базируются только на ограниченных данных редких скважин глубокого бурения (в основном в южной половине площади) и результатах геофизических исследований, а также данных по смежным с запада и юга площадям листов Q-49 [18] и P-50,51 [14].

Судя по ним, фундамент имеет блоковое строение, сложен метаморфическими породами от зеленосланцевой до гранулитовой фаций архейского и раннепротерозойского возраста. Особенности строения магнитного поля и поля силы тяжести позволяют выделить в составе фундамента два мегаблока. Наиболее достоверны представления о структурах фундамента на склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы и внешнего обрамления Вилюйской синеклизы, где мощность чехла осадочных отложений колеблется в пределах 1–3 км.

Основную юго-западную и центральную части территории занимает Тюнгский мегаблок (террейн) [120], которому на схеме глубинного строения соответствуют Мархинский и Далдынский блоки. Предполагается, что этот мегаблок сложен комплексом метаморфических пород, состоящим из различных кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов иенгрской серии архея Алданского щита [11].

Жиганский мегаблок, соответствующий на схеме глубинного строения Биректинскому и Хапчанскому блокам, занимающий северо-восточную часть площади, характеризуется четко выраженной линейностью протяженных магнитных аномалий обоих знаков северо-западной ориентировки. Полоса этих аномалий уверенно прослеживается к северу, в южную приграничную часть листа R-50, а затем и далее на северо-запад вплоть до его западной границы, где смыкается с идентичными аномалиями, отвечающими комплексу метаморфических архейских–раннепротерозойских образований Анабарского щита [17, 16]. Предполагается, что она сложена столь же высокометаморфизованными породами верхнеанабарской серии – различными по составу и сильно различающимися по степени намагниченности плагиогнейсами и гнейсами, с прослоями кристаллических сланцев, в том числе – магнетитовых, иногда – салит-скаполитовых и графитсодержащих пород.

Крайняя северо-восточная часть Жиганского мегаблока, отнесенная к Хапчанскому блоку, сложена стратифицированными гранулитовыми толщами хапчанской серии, представленной в значительной части плагиогнейсами, нередко с графитом и гранатом, кальцифирами, мраморами, что также указывает на их первично-осадочное происхождение, с небольшой долей метавулканитов. Они слагают, видимо, узкие полосы, перемежающиеся с образованиями верхнеанабарской серии и интрузивами нескольких раннепротерозойских комплексов, характеризуясь в целом спокойным характером магнитного поля [16].

В каждом из мегаблоков фундамента, разграниченных крупными разломами, по геофизическим данным выделяется сеть разломов более мелкого порядка, создающая мозаичную структуру. По ним возможны и крупные горизонтальные смещения, которые, видимо, происходили по границам мегаблоков. Над крупными разломами в глубоких частях коры возникают линейные зоны трещиноватости. В геофизических полях им обычно отвечают линейные аномалии, связанные с особенностями строения фундамента.

Верхний структурный этаж (рифей–фанерозой)

Верхний структурный этаж представляет собой осадочный чехол Сибирской платформы. Он имеет сложное строение; в его составе выделяется шесть структурных ярусов: рифейский, вендско-силурийский, среднедевонский–раннекаменноугольный, среднекаменноугольно-триасовый, юрско-меловой и кайнозойский; четвертый разделен на два подъяруса, а пятый – на три. Ярусы разделены эпохами перерыва в осадконакоплении и размыва, часто весьма продолжительными. В разных частях территории они развиты неодинаково. На современном эрозионном уровне обнажаются только верхние части этого этажа, начиная со среднего кембрия. Сведения о строении его более глубоких горизонтов получены с помощью бурения и геофизических исследований.

Рифейский ярус, залегающий на глубоко метаморфизованном архейско-раннепротерозойском складчатом основании платформы, отделен от нижнего этажа перерывом в осадконакоплении, глубоким размывом и резким угловым несогласием. Он сложен комплексом терригенных и карбонатных образований. На дневной поверхности этот комплекс пород нигде не обнажается и вскрыт только в нескольких скважинах. Судя по данным бурения, он представлен отложениями верхнего рифея с горизонтом конгломератов в основании мощностью около 20 м. На нижний рифей и основную часть среднего рифея приходится эпоха перерыва в осадконакоплении длительностью свыше 600 млн лет и глубокого размыва.

Нижняя часть верхнерифейской толщи сложена доломитами. Вышележащие части разреза залегают на них с размывом, затрагивающим иногда кристаллический фундамент; представлены они преимущественно песчаниками разнозернистыми, иногда пестроцветными, с прослоями алевролитов, аргиллитов, иногда – гравелитов. Среди них выделено несколько свит, также часто разделенных размывами и угловыми несогласиями.

Судя по имеющимся ограниченным сведениям, породы залегают в целом субгоризонтально, однако, как следует из данных по сопредельным площадям (Уджинское поднятие и восточный склон Анабарского массива, лист R-50), их залегание, как правило, нарушено достаточно густой сетью разрывов, ограничивающих многочисленные блоки площадью в первые квадратные километры, в которых углы наклона и направления падения пород могут меняться в широких пределах. В середине рифея на многих площадях его развития активизировались процессы платформенного вулканизма основного состава – как интрузивного, так и эффузивно-пирокластического, связанного обычно с линейными зонами – возможно, соответствовавшими бортовым частям рифейских авлакогенов [17].

Вендско–силурийский ярус включает в себя основную часть разреза осадочного чехла в интервале от венда до силура. Он начал формироваться после длительного (около 100 млн лет) перерыва и очень глубокого и неравномерного размыва, в результате которого на большей части площади были полностью уничтожены не только отложения рифея, но и существенная верхняя часть кристаллического фундамента; глубина предвендского размыва может достигать, видимо, 1000–1500 м и более. На подстилающих образованиях венд (старореченская свита) лежит с угловым несогласием, с общим пологим падением с севера на юг.

На современном эрозионном уровне он занимает основную северную и центральную части площади листа, слагая юго-восточный склон Анабаро-Оленёкской антеклизы, и только в ее юго-восточной части полностью перекрыт чехлом более молодых образований.

В начале вендской эпохи на площади листа, как и в целом на Сибирской платформе, устанавливается режим устойчивого компенсированного погружения, продолжавшегося в течение порядка 200 млн лет. Его скорость в разных частях площади на разных этапах была неравномерна, что отражается в изменении мощностей яруса и его отдельных подразделений, хорошо видимой на формационных колонках осадочного чехла; это может быть связано также и с кратковременной сменой погружения малоамплитудными поднятиями, фиксируемыми сменой фаций открытого моря на лагунные. Однако признаков заметных тектонических деформаций площади в виде длительных перерывов в осадконакоплении и размывов в разрезах яруса не обнаружено, кроме фактически внутриформационных размывов в его нижней и верхней частях, связанных с неустойчивым тектоническим режимом на начальном и завершающем этапах его эволюции.

В течение всего этого времени на площади сохранялась геодинамическая обстановка единого обширного внутриплитного относительно мелководного морского бассейна с доминированием карбонатного типа осадконакопления. При этом в вендскую эпоху, на начальной стадии развития бассейна, а на некоторых участках – и в начале раннего кембрия накапливались лагунные и прибрежно-морские (скв. Накынская 2950) фации, свидетельствующие о близости береговой линии. Возникали подобные условия иногда и в ордовикскую и силурийскую эпохи, на заключительных этапах эволюции бассейна завершения этого этапа (скв. Чучуканская 1).

На границе нижнего и среднего кембрия здесь была сформирована характерная толща биогенных известняков с глауконитом и фосфатным детритом, аргиллитами и мергелями с линзами кремней, обогащенная органическим веществом, выделенная в регионально развитую куонамскую свиту. На условия осадконакопления и структуру толщи, начиная с атдабанского века и в последующее время сильное влияние оказывал также рифовый барьер, который в виде двух поясов пересекал бассейн с северо-запада на юго-восток; ширина его достигает 100–120 км. Он сложен рифовыми образованиями удачнинской свиты, являясь подводным барьером, разделявшим бассейн на две части с различными условиями седиментации. На склонах поясов шли подводные оползни с характерной конседиментационной гравитационной складчатостью, а в его пределах возникали лагунно-морские условия. Подоб-

ная же структура – Атдабанский рифоид, являющаяся, видимо, юго-восточным продолжением упомянутых выше поясов, была выявлена на площади листов P-50,51. Она также имеет северо-западное направление, прослеживаясь из долины р. Лена (от пос. Малыкан) в бассейн р. Вилюй и его притоков – Тонгус и Чыбыды и далее на северо-запад, на склон Анабаро-Оленёкской антеклизы. Считается, что возникновение подобных образований связано с тектоническими причинами [14]. Развитие этих структур продолжалось и в среднем кембрии (чукукская свита), причем положение поясов смещалось в направлении с юго-запада на северо-восток.

Регрессивная стадия эволюции раннепалеозойского морского бассейна приходится на ордовик и силур. Этот этап развития территории характеризуется неоднократной сменой тектонического режима, когда обстановки поднятия, регрессии и, возможно, частичного осушения мелководного эпиконтинентального бассейна чередовались с периодами незначительного прогибания и трансгрессии. Это приводило к формированию известняков в начале ордовика и в силуре, которые постепенно сменялись лагунно-морскими и лагунными осадками с образованием пестроцветных терригенно-карбонатных отложений с прослоями гипса (скв. Чучуканская-1).

Конечная эмерсивная стадия развития океана приходится, видимо, на ранний девон. Она связана скорее всего с началом предрифтовых процессов в южной части площади листа Q-50, где она выражена в основном только поднятием этого района и практически полным прекращением осадконакопления – если не считать небольших фрагментарно развитых участков распространения тюкянской свиты, охватывающей поздний и, условно, ранний девон.

Среднедевонско–раннекаменноугольный структурный ярус. С девоном связана эпоха интенсивной перестройки тектонического плана южной части площади листа Q-50, геологическое развитие которой пошло по сценарию, кардинально отличающемуся от остальной ее части. Геодинамическая обстановка в это время определялась среднепалеозойским рифтингом, охватившим восточную часть Сибирского кратона, что привело в том числе к формированию внутриконтинентального Патомско-Вилюйского рифта, вдававшегося в кратон с востока [63, 75]. В результате этого юго-восточная часть Анабаро-Оленёкской антеклизы была отделена от остальной ее части и в дальнейшем развивалась как самостоятельный Алданский блок платформы.

Предрифтовый этап этого процесса, приходившийся на ранний девон, сопровождался общим подъемом региона и перерывом в осадконакоплении. В южной половине площади в начале среднего девона поднятие (вследствие растяжения литосферы) сменилось компенсированным погружением. При этом формировались глубокие грабенообразные впадины и горсты, разделенные зонами мощных тектонических нарушений. В зоне рифтогенеза активизировался вулканизм и началось накопление терригенных и вулканогенных образований. Оно шло не только в грабенах, где формировались также и соленосные отложения, но и в краевых частях рифта, в то время как в пределах горстов оно отсутствовало. В позднем девоне продолжалось растяжение литосферы и образование тектонических нарушений, распространявшихся на большую глубину – в основном продольных, параллельных оси рифта, в меньшей степени – поперечных. Продолжалось внедрение интрузивных и излияние больших объ-

емов эффузивных образований основного, среднего и переходного составов нормальной и умеренной щелочности.

Степень растяжения литосферы в рифте оценивается обычно в 1,4–1,5 раз и даже более [66]. Нам это значение представляется несколько завышенным; судя по степени утонения литосферы и суммарной мощности даек, она вряд ли превышала 1,3. При этом максимум растяжения приходился на центральные, глубоко погруженные части рифтовой структуры; в ее краевых частях растяжение было существенно меньше, составляя не более 1,05. В результате этого на северо-западном «плече» рифта возникла обширная Вилюйско-Мархинская зона разломов растяжения, на юго-восточном плече – Чаро-Синская [66, 75], сопровождавшиеся внедрением многочисленных даек и образованием комплекса пирокластических вулканогенных пород.

Результаты определения изотопного возраста магматитов дали основание связывать с этим этапом и проявление кимберлитового магматизма в Накынском районе.

Процесс формирования рифта и проявления магматизма завершились, видимо, в конце фаменского времени, возможно, в начале раннего карбона.

Среднекаменноугольно-триасовый структурный ярус. Формированию яруса на северной части территории листа Q-50 предшествовала эпоха длительного (около 80 млн лет) перерыва в осадконакоплении и денудации ранее образованных отложений, охватывавшая, видимо, время с силура до начала карбона. Каменноугольная эпоха на Сибирской платформе ознаменовалась началом образования Тунгусской синеклизы – крупнейшей синклинальной структуры платформы – и сравнительно небольшой Вилюйской синеклизы. Их краевые части располагаются в крайней южной части площади; образования, соответствующие этому этапу, сохранились только в их пределах. Генезис и развитие этих структур различны. Первая образовалась в результате обширного погружения в центральных частях континентальной плиты, в то время как вторая развивалась на окраине континента и (в общих чертах) наследовала центральную и бортовые части Патомско-Вилюйского палеорифта.

В ***Тунгусской синеклизе***, образовавшейся в пределах площади листа Q-50 на южном склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы и западной части краевой зоны рассеянного рифтогенеза Патомско-Вилюйского палеорифта, в составе яруса выделяется два подъяруса; при почти полной общности пространственного положения они сложены формациями пород, резко различающихся по генезису и составу: нижний, представленный терригенной континентальной угленосной формацией каменноугольно-пермского возраста, и верхний – вулканогенной формацией раннего триаса.

Нижний – среднекаменноугольно-пермский подъярус. Формирование его связано с начальной фазой эпохи глобального рифтогенеза; оно происходило в условиях внутренних частей Сибирского континента при утонении континентальной коры и медленном компенсированном прогибании синеклизы. Его начало на площади листа относится к верхней части карбона, когда в континентальных условиях началось образование терригенных угленосных отложений ботуобинской свиты, шедшее в условиях обширных аллювиально-озерных равнин. В пермское время общий стиль осадконакопления соответствовал таковому в карбоне. Осадочные отложения залегают в целом спокой-

но, с крайне незначительным (до 1°) наклоном в юго-западном направлении, к центральным частям Тунгусской синеклизы.

Верхний–нижнетриасовый подъярус формировался в инде, когда на площади синеклизы активизировался площадной платформенный вулканизм основного состава, вызванный, как считается, проплавлением астеносферного слоя во время прохождения Сибирской плиты над Исландской горячей точкой [71]. Подъярус сложен комплексом вулканогенных пород нижнего триаса, относящихся к триасовой трапповой формации Сибирской платформы. В пределах рассматриваемой площади он представлен в основном эксплозивными образованиями – различными туфами основного состава, реже туфогенно-осадочными и вулканомиктовыми породами; вулканизм в ее пределах был лишен эффузивной составляющей, что характерно для краевых частей Тунгусской синеклизы. Вулканиты лежат на неровной, видимо, в какой-то степени размытой и деформированной поверхности нижнего подъяруса.

Широко был проявлен также интрузивный трапповый магматизм, по генезису магматических тел, их составу и морфологии аналогичный внутренним частям синеклизы. Формировались часто мощные (до 160 м) обширные пластовые интрузии долеритов, в большинстве своем внедрявшиеся в нижние горизонты вулканогенной толщи, в меньшей степени – в подстилающие отложения карбона и перми или в зону их контакта с карбонатным цоколем. Многочисленные секущие тела имеют часто извилистую, неправильную форму; их расположение и соотношения с пирокластическими образованиями позволяют считать, что они являются реликтами подводящих каналов центров извержений или остатками разрушенных кальдер обрушения, подобных широко распространенным на площади листа Q-49.

Как и нижний терригенный, верхний подъярус в целом залегает с незначительным наклоном к западу, в сторону центральных частей Тунгусской синеклизы и выклинивается к восточной ее границе.

Вилюйская синеклиза. В ее составе выделяются два структурных яруса, соответствующие двум этапам истории ее формирования.

Среднекаменноугольно-триасовый структурный ярус. После завершения развития Патомско-Вилюйской рифтогенной структуры в конце девона – начале карбона, перерыва в осадконакоплении и неглубокого размыва в середине карбона начинается формирование собственно Вилюйской синеклизы. Этот рубеж характеризуется резкой сменой геологических условий в пределах этой структуры, полным прекращением вулканизма, сменой типа осадконакопления и уменьшением его высокой скорости, присущей рифтовым условиям: как показывает анализ, выполненный методом бэкстриппинга, она на этом рубеже снизилась более чем в 2 раза [96]. С этого времени начинается развитие этой области как седиментогенной структуры, в пределах которой верхнепалеозойские и более молодые отложения накапливались в краевой части континента, в условиях шельфа открытого морского бассейна. Однако на площади листа Q-50, охватывающей северо-западный склон синеклизы, каменноугольные отложения отсутствуют; они известны на юго-западном борту синеклизы (лист P-50) и в глубоких ее частях.

На верхнепалеозойском этапе своего развития синеклиза наследовала в общих чертах площадь центральных частей Патомско-Вилюйского палеорифта.

Формирование ее началось, видимо, несколько позже Тунгусской синеклизы: в середине карбона и в первой его половине было близко по типу последней. При этом мощность яруса в ее пределах больше по сравнению с Тунгусской синеклизой, составляя, видимо, 2–3 км в центральных ее частях.

На средне- и позднетриасовое время в пределах большей части площади листа, кроме Вилюйской синеклизы, приходится длительный (около 40 млн лет) период перерыва в осадконакоплении и размыва, характеризовавшийся жарким гумидным климатом. Здесь шли процессы эрозии и денудации, что привело к возникновению на уровне подошвы юрских отложений обширных выровненных пенепленизированных поверхностей, на которых на компетентном нижнепалеозойском карбонатном субстрате активно развивались процессы коро- и карстообразования; следы их известны в Накынском кимберлитовом поле, где существуют глубокие карстовые воронки, выполненные образованиями дьяхтарской толщи мощностью до 60 м.

Юрско-меловой структурный ярус сформировался в юго-восточной части площади листа, в основном в пределах Вилюйской синеклизы. Юрская эпоха, часто рассматриваемая как начало формирования Вилюйской синеклизы, является вторым этапом образования этой структуры. Ярус сложен комплексом морских, прибрежных и континентальных отложений юры и мела. В юрское время здесь продолжалось образование терригенных осадков, но при этом несколько изменился состав терригенного материала – от существенно кварцевого и олигомиктового к полимиктовому, с большей долей алевритовой и пелитовой составляющих, накапливавшихся в условиях мелководного шельфа в краевой части Сибирской плиты. Мощность яруса заметно увеличивается по направлению к центральным частям Вилюйской синеклизы.

Юрско-меловому ярусу отвечает развитие обширной морской трансгрессии, охватившей огромные пространства Сибирского континента, в том числе – и части ранее сформированных структур. Вследствие этого граница Вилюйской синеклизы крайне неопределенна; юрские отложения распространяются очень широко, выходя за границы развития ее нижнего верхнепалеозойского яруса. На юго-западе площади листа континентальные и прибрежно-морские фации нижней юры перекрывают восточное окончание Тунгусской синеклизы, а на северо-востоке континентальные прибрежные и морские фации морского бассейна проникают далеко на склон Анабарской антеклизы. Образования этого структурного яруса залегают субгоризонтально, с незначительным общим наклоном слоев соответственно к юго-востоку и востоку.

Формирование верхнеюрских и меловых отложений в синеклизе связывается со стадией форланда в эволюции Предверхоянского прогиба – началом орогенических событий в Верхояно-Колымской складчатой области и образованием Верхоянского складчато-надвигового пояса, на что указывает «ускоренный» тип осадконакопления [96].

В составе яруса выделяется *два подъяруса: юрский и меловой*. Состав и типы их осадков достаточно близкие. Но рубеж юры и мела означал начало коллизионных процессов в Предверхоянском складчато-надвиговом поясе, результатом которых явилось закрытие юрского морского бассейна, сочленение Верхоянья с Сибирской плитой и превращение их в единый континент. При этом существенно изменились и условия осадконакопления: юрские от-

ложения на площади листа Q-50 формировались на шельфе в краевой части континента, а меловые отлагались уже в условиях внутриплитного бассейна. Это привело к существенному изменению источников сноса, одним из которых стало Верхоянье, и изменению условий образования осадков.

Кайнозойский структурный ярус характеризуется перестройкой морфоструктурного плана площади листа, которой предшествовала эпоха верхнемелового–палеогенового регионального пенеплена. При тектоническом режиме малоамплитудного эпейрогенического поднятия переработаны значительные массы более древних образований с формированием аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин. Четвертичные отложения представлены аллювием древней гидросети и современных рек, а также своеобразными покровными отложениями незначительной мощностью (эйкская свита). Перестройка речной сети в новейший этап привела к формированию современного морфоструктурного плана, когда в области борта Вилюйской синеклизы отложения бывших равнин практически уничтожены и сформирован комплекс долинных аллювиальных формаций.

Складчатые и разрывные дислокации

На территории листа Q-50 на современном денудационном уровне развиты части четырех разновозрастных крупных и крупнейших структур фанерозойского осадочного чехла Сибирской платформы: юго-восточной части Анабаро-Оленёкской антеклизы, северо-западной части Патомско-Вилюйской палеорифтовой системы, крайней восточной части Тунгусской и северо-западной части Вилюйской синеклиз. Время их формирования и генезис различны.

Первой из них возникла Анабаро-Оленёкская антеклиза как часть юго-восточной окраины Сибирского кратона, обособившегося в период 700–630 млн лет [140]. В последующее время она явилась субстратом для формирования более молодых среднепалеозойских–мезозойских структур, осложненных структурами более высокого порядка.

Анабаро-Оленёкская антеклиза представляет собой одну из крупнейших структур Сибирской платформы. Ее юго-восточный склон, входящий в площадь листа Q-50, сложен комплексом отложений среднего и верхнего кембрия, представленных преимущественно карбонатными породами, среди которых доминируют известняковые разности. В южной части площади листа в основном под покровом юрских осадков сохранились небольшие участки ордовикских образований, представленных преимущественно терригенными отложениями, и морских карбонатных силурийских осадков. Склон антеклизы характеризуется в целом спокойным, субгоризонтальным залеганием пластов осадочных пород, имеющих в общем очень слабый (доли градуса – до 1°) региональный наклон в юго-восточных румбах. Магматические образования развиты весьма ограниченно; к их числу относятся кимберлитовые тела Верхнемунского, Севернейского и южной части Чомурдахского кимберлитовых полей, а также две серии даек основного состава – северо-западного и северо-восточного простираний. Спокойное залегание пластов осложнено несколькими малоамплитудными поднятиями и впадинами третьего порядка.

Наиболее полную объемную картину особенностей строения осадочного чехла этой части антеклизы дает анализ сейсмических данных. Геологический разрез чехла характеризуется высокой дифференциацией пород по акустическим свойствам, что позволяет выделить на временных разрезах большое количество отражающих границ, выдержанных по площади. Их анализ показывает, что пликативные и дизъюнктивные тектонические элементы отмечаются во всех возрастных комплексах разреза [226].

Наиболее крупной положительной структурой осадочного чехла на склоне антеклизы является *Мунский свод,* которому в рельефе фундамента отвечает одноименное поднятие, имеющее форму неправильного овала северо-северо-восточного простирания. Мощность осадочного чехла, по данным аэромагнитной съемки, на своде поднятия не превышает 1–1,5 км, а в его центральной части она сильно сокращена, и породы фундамента (в пределах площади листа R-51 в непосредственной близости от южной границы) вскрыты скважиной в долине р. Муна на глубине 620 м [123]. В то же время вблизи западного фланга Мунского поднятия, на южном окончании Суханской впадины фундамент вскрыт скв. 2 (скв. 203) на глубине 1160,9 м [222]. Среднекембрийские отложения, слагающие западное крыло поднятия, погружаются на юго-запад под углом 30–40° [267]. Однако нам представляется, что столь крутое залегание может существовать только на отдельных узколокальных участках, осложненных разрывными нарушениями; на других склонах Мунского свода углы падения не превышают 2–3°.

В границах рассматриваемой площади находится южное окончание крупной *Суханской впадины*, расположенной севернее, на площади листа R-50 [17]. По-видимому, она является седиментогенной структурой и ограничивается только выходами верхнекембрийских пород. Падение пластов на ее южном обрамлении не превышает 1°.

Более мелкими положительными структурами являются *Мархинский вал* и *Ханнинская впадина.* Эти структуры сильно вытянуты в общем северо-западном направлении, имеют расплывчатые очертания. Амплитуда Мархинского вала составляет 150–180 м, протяженность – около 150 км, ширина – до 30 км. Его юго-западное крыло пологое, северо-восточное через флексурообразный перегиб сочленяется с Ханнинской впадиной. *Ханнинская впадина* расположена к северо-востоку от вала и выражена более четко. Углы падения в ее пределах на границе с Мархинским валом достигают 5–6°, а на северо-восточном крыле не превышают 1–1,5°. Здесь мощности нижнепалеозойских отложений возрастают до 2–3 км.

Кроме чисто тектонических пликативных структур, в области Анабаро-Оленёкской антеклизы развиты своеобразные структуры седиментогенного типа, нарушающие спокойное субгоризонтальное залегание пород – рифовые пояса (рифоиды), протягивающиеся в северо-западном направлении через всю площадь листа. Они представляют собой протяженные массивы, сложенные рифовыми образованиями, среди которых преобладают известняки, долоиты, иногда массивные, которые в кембрийском бассейне играли роль подводных седиментационных барьеров, разделяющих части морского бассейна с различными условиями осадконакопления. Они «обволакиваются» перекрывающими их отложениями, имеющими меньшую мощность; на склонах

рифовых построек развивается гравитационная складчатость, вызванная процессами подводных оползаний. Один из таких поясов, вскрытый скв. 4 (Мархинская опорная 1), имеет мощность до 700 м, ширину до 100 км и более [102]. Подобная структура – Атдабанский рифоид, являющаяся, видимо, юго-восточным продолжением упомянутых выше поясов, была выявлена на площади листов P-50,51. Она также имеет северо-западную ориентировку, прослеживаясь из долины р. Лена (от пос. Малыкан) в бассейн р. Вилюй и его притоков – Тонгус и Чыбыды и далее на северо-запад, на склон Анабаро-Оленёкской антеклизы. Считается, что возникновение подобных образований связано с тектоническими причинами [14].

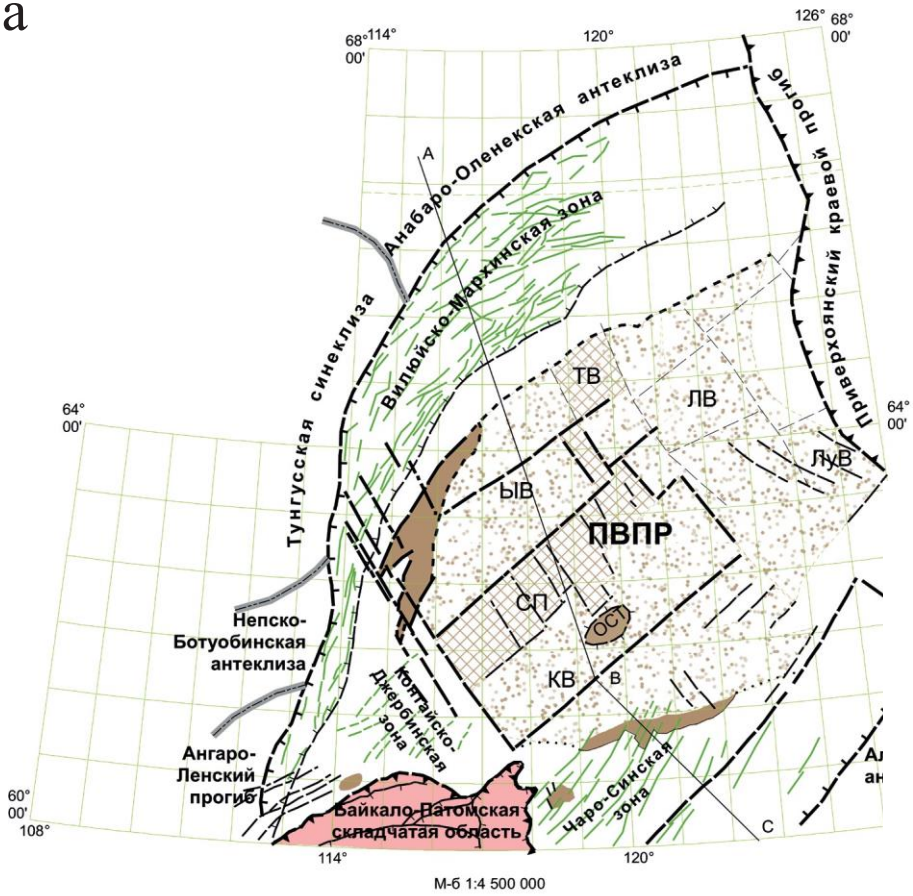
Юго-восточный склон Анабаро-Оленёкской антеклизы в среднем палеозое входил в зону влияния девонского рифтинга, охватившего значительную его часть. В результате растяжения литосферы эта область подверглась интенсивному воздействию тектонических процессов, связанных с рифтогенезом. Это привело к тому, что первоначальное спокойное залегание пород чехла было сильно осложнено за счет возникновения большого числа разломов северо-восточного–восток–северо-восточного простирания, продольных и поперечных малоамплитудных грабенов, зон дробления, интрудированных трапповой магмой, с образованием Вилюйско-Мархинского дайкового пояса. Эта зона является краевой частью рифта; граница ее с Анабаро-Оленёкской антеклизой проводится по первой из даек этого пояса.

Патомско-Вилюйский палеорифт (ПВПР). Геодинамическая обстановка на восточной окраине Сибирского кратона в девоне претерпела существенные изменения по сравнению с предшествовавшими эпохами. Доминировавшие в ее пределах условия обширного морского бассейна сменились рифтингом, охватившим восточную часть кратона, и превращением ее в краевую после раскола континента Родиния, в который входил и Сибирский кратон. Образование внутриконтинентального Патомско-Вилюйского рифта, вдававшегося в кратон с востока, было вызвано растяжением и утонением литосферы, происходившем под влиянием мантийного плюма, с плавлением базальтового слоя и образованием больших объемов расплавов основного состава [63, 65, 75]. В то же время в его пределах произошло воздымание поверхности Мохоровичича: глубина ее залегания, в пределах Анабарской антеклизы составляющая 45–47 км, снижена здесь до 30 км (см. разд. «Глубинное строение площади по данным интерпритации результатов геофизических работ» рис. 32), а в более глубокой Линденской впадине – до 20 км.

Вследствие этого район приобрел особенности строения, весьма существенно отличающие его от сопредельных площадей. В площадь листа Q-50 входит только северо-западная часть этой обширной структуры, в том числе небольшой участок ее дна – т. н. «рифтовой долины», склон и краевая часть – «плечо» рифта (см. геологическую карту дочетвертичных образований, лист 4).

Следует учитывать, что при реконструкции этой структуры мы имеем дело с достаточно глубокими ее частями, сохранившимися после мощного пострифтового размыва, амплитуда которого в краевых зонах достигала 500–700 м [118]. Расшифровка ее строения затруднена также тем, что она почти целиком перекрыта чехлом более молодых отложений, особенно в центральной части,

а



М-б 1:4 500 000

Условные обозначения к схеме строения Патомско-Вилюйского палеорифта

ПВПР – Патомско-Вилюйский палеорифт

- выходы девонского рифтогенного комплекса пород на дневную поверхность

Погребённые части рифта:
- грабенообразные впадины:
  ЫВ – Ыгыаттинская
  КВ – Кемпендяйская
  ЛВ – Линденская
  ЛуВ - Лунгхинская

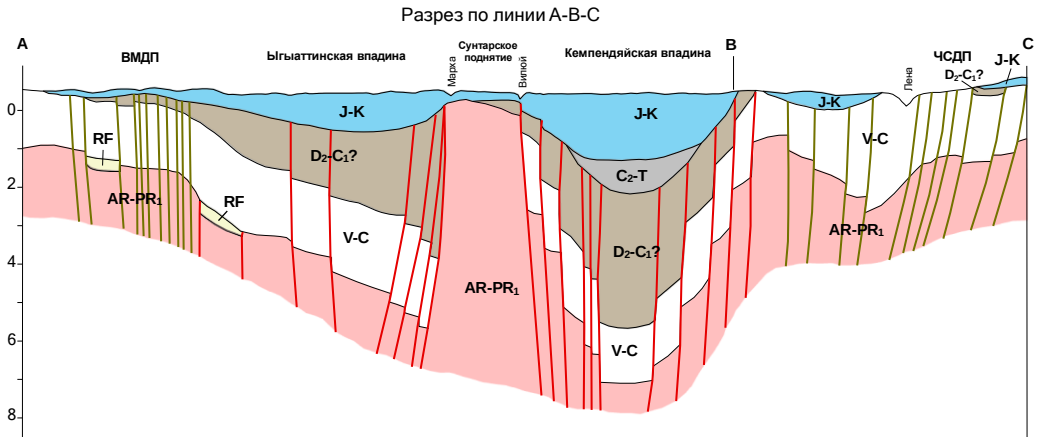
- горстообразные поднятия:
  СП – Сунтарское поднятие
  ТВ – Тюкянский вал

Краевые зоны разломов (дайковые пояса):
  ВМДП – Вилюйско-Мархинская краевая зона
  ЧСДП – Чаро-Синская краевая зона
  КДДП – Контайско-Джербинская фронтальная зона

- границы палеорифта
- фронтальные надвиги
- тектонические нарушения главные
- то же, второстепенные
- дайки основного состава, интрудирующие разломы

A-B-C - линия разреза

б



Условные обозначения к геологическому разрезу

AR-PR$_1$ - кристаллический фундамент платформы (AR-PR$_1$)

Дорифтовый платформенный комплекс:

RF - протоплатформенные морские и континентальные терригенные образования (RF)

V-S - морские терригенно-карбонатные образования (V-S)

Рифтогенный комплекс:

D$_2$-C$_1$? - эффузивные, пирокластические, морские и континентальные терригенно - карбонатные образования, эвапориты, секущие и пластовые интрузии (D$_2$-C$_1$?)

Седиментогенный комплекс Вилюйской синеклизы:

C$_2$-T - нижний осадочный комплекс (C$_2$-T)

J-K - верхний осадочный комплекс (J-K)

- дайки основного состава краевых зон разломов

- тектонические нарушения предполагаемые

Рис. 30. Схема строения Патомско-Вилюйского палеорифта в границах частей листов Q-49–51, P-49–51.

Q-50 Вклейка. Заказ 42214000

маскирующих многие детали и особенности ее формирования, даже достаточно масштабные; они могут быть изучены в основном по данным региональных геофизических исследований, редкой сети нефтепоисковых скважин и разрозненных выходов на дневную поверхность ее краевых зон.

С целью получения, возможно, более полного и точного представления о строении ПВПР мы изучили имеющиеся геологические и геофизические материалы на ее часть, входящую в границы блока листов Q-49–51 и P-49–51, составив схему ее строения (рис. 30). Схема выполнена в едином стиле, с единым представлением об основных закономерностях развития подобных структур, что позволило избежать неминуемых противоречий в понимании многих аспектов ее строения. Она охватывает основную, западную часть палеорифта; в нее не вошло только ее крайнее, восточное, наиболее глубоко погруженное окончание.

Патомско-Вилюйский внутриконтинентальный палеорифт представляет собой достаточно крупную структуру, общая протяженность которой составляет не менее 850 км, а ширина в наиболее широкой северо-восточной части – около 350 км. Анализ геологических данных и результатов геофизических исследований позволил достаточно уверенно выделить в его составе три части: 1 – центральную (рифтовая долина) шириной до 150 км; 2 – бортовые сильно эродированные неясноступенчатые склоны; 3 – краевые зоны разломов (зоны рассеянного рифтогенеза) – две, расположенные на «плечах» рифта, шириной от 20 до 150 км, и фронтальная – в его юго-западной части. Следует заметить, что наиболее уверенно выделяются краевые зоны, которые надежно картируются по материалам аэромагнитных съемок; менее уверенно выделяется центральная зона рифта; склоны практически не имеют четких диагностических признаков и выделены в основном по схемам стратоизогипс, построенных на основе данных сейсмических съемок.

Центральная часть ПВПР, судя по данным геофизических исследований и глубокого бурения, представляет собой систему грабенообразных впадин, разделенных поднятиями; в грабенах формировались как осадочные, так и эффузивные, пирокластические и изверженные магматические породы от основного до среднего составов, нормальной щелочности до щелочных, общей мощностью около 7 км; возраст их варьирует, видимо, от среднего до верхнего девона, возможно, нижнего карбона. Площадь листа Q-50 захватывает северную часть Ыгыаттинской впадины, центральная, наиболее глубоко погруженная часть которой расположена южнее; крайняя западная часть наиболее глубокой Линденской впадины находится несколько юго-восточнее его.

Нижняя часть разреза стратифицированных отложений в рифтовых впадинах относится к харьяюряхской свите среднего девона; она представлена пестроцветными, существенно глинистыми отложениями с гипсами и прослоями пепловых туфов, со структурным несогласием и размывом залегающими на породах нижнего ордовика – силура. В верхней части залегающей выше андылахской (P-50 ГК-1000 в издании) появляются первые покровы базальтов.

В основании верхнего девона, залегающего со структурным несогласием, лежит аппаинская свита, представленная в основном базальтами с маломощными прослойками красноцветных терригенно-карбонатных осадочных

пород и туфов. Образование лавовых толщ происходило на суше или в мелководных лагунных условиях; мощность покровов колеблется от первых метров до 10–20 м, протяженность – до нескольких десятков километров. Слагаемые ими пачки могут достигать первых сотен метров, иногда – до 1400 м (скв. 17 – Хоргочумская 281) [66].

Верхние части разреза девона сложены пестроцветными карбонатно-терригенными, часто гипсоносными отложениями, чередующимися с покровами и потоками базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов, щелочных и кварцевых трахитов, с прослоями туфов этих пород. Они относятся к наманинской, вилючанской, хайалахской, эмяксинской и онкучахской свитам верхнего девона с суммарной мощностью до 2,5 км [130]. Следует отметить, что столь разнообразный по химизму комплекс эффузивов свойственен только юго-восточной бортовой, в меньшей мере – центральной частям рифта; в его северо-западной части, входящей в площадь листа Q-50, весь этот комплекс представлен только базальтами с нормальной, изредка – умеренной щелочностью.

В центральных частях впадин разрез венчается толщей сероцветных терригенных образований от аргиллитов до песчаников, с прослоями карбонатных пород, относимый к курунгуряхской свите нижнего карбона, существенно отличных по облику и составу от преимущественно красноцветных и вулканогенных девонских рифтогенных образований. В верхней части их разреза встречаются горизонты пепловых туфов, туффитов и риодацитов, свидетельствующие об эпизодических вспышках вулканической активности, что заставляет рассматривать этот комплекс, несмотря на значительные отличия от остальной части разреза, как завершение рифтинга. Мощность этой толщи – до 680 м. В целом она имеет переходный характер между типичными рифтогенными и столь же типичными нормально-осадочными отложениями.

На поднятиях, разделяющих впадины, девонские отложения либо отсутствуют, либо имеют несопоставимо меньшие мощности.

Северо-западный склон ПВПР в границах листа Q-50 в общем виде представляет собой моноклиналь, погружающуюся к юго-востоку, несколько осложненную Хоргочумской флексурой; поверхность фундамента в ее пределах снижается на юго-восток от 2,5 до 4,5 км. Ее склон рассечен разрывными нарушениями, большая часть которых параллельна длинной оси рифта, по которым породы смещены с амплитудой в десятки – первые сотни метров и имеет ступенчатый характер. На них иногда сохраняются остатки девонских образований, к числу которых относятся обнажающиеся на дневной поверхности выходы базальтов аппаинской свиты в долине р. Мархa. Заметим, что на противоположном юго-восточном склоне ПВПР, подвергшемуся, видимо, менее интенсивному размыву, существуют значительно более обширные участки девонских образований (в том числе – обнаженные на дневной поверхности), в состав которых входят часто мощные пачки эффузивных и пирокластических пород (андылахская, наманинская, хайалахская свиты верхнего девона [14].

На северо-западном склоне ПВПР сохранились также реликты грабенообразных депрессий – линейные понижения с амплитудой от 20–40 до 160–180 м, ограниченные разломом. Ширина их различна и составляет в среднем

2–3 км. Большинство наиболее контрастных грабенов имеют четкую юго-западную–северо-восточную ориентировку, отвечающую направлению главных тектонических нарушений осевой части рифтовой зоны. В них отмечаются повышенные остаточные мощности ордовикских отложений. Некоторые депрессии, ограничивающиеся поперечными (трансформными) разломами, ориентированы в северо-западном или субмеридиональном направлении, открываясь в сторону центральных частей рифта [300].

Краевой северо-западной *частью ПВПР* является область Вилюйско-Мархинской зоны разломов. Она развивалась на склоне Анабаро-Оленёкской антеклизы и представляет собой северо-западное «плечо» рифта (зону рассеянного рифтогенеза), окаймляя рифт с северо-запада и отделяя его от внутренних стабильных частей Сибирского кратона.

В ее пределах девонские, равно как и силурийские отложения отсутствуют; признаками их былого существования являются ксенолиты пород со среднедевонской и силурийской фауной в кимберлитах трубок Накынского поля [118]. Чрезвычайно широким распространением здесь пользуются магматические образования: эта зона насыщена большим количеством интрузивных тел – преимущественно секущего, иногда пластового типа, интрудирующих зоны разломов и образующих одноименный дайковый пояс. Интенсивность растяжения литосферы в этой зоне была существенно меньше, чем в центральной части рифта. Его величину можно оценить, суммировав мощности даек траппов, выполняющих разломы. В ее центральной, наиболее насыщенной дайками части общее число наиболее крупных даек составляет ~35; при средней мощности даек 30 м суммарная амплитуда растяжения в этой зоне составит чуть более 1000 м при ширине пояса 100–130 км.

В этой зоне достаточно широко проявлялся эксплозивный вулканизм; об этом свидетельствуют кольцевые и дугообразные тела траппов, иногда сопряженные в цепеобразные системы, развитые в районе оз. Эйик, а также многочисленные аномалии магнитного поля кольцевой и дугообразной форм. Как те, так и другие можно интерпретировать как реликты кальдер проседания, выполненные долеритами. Подобные структуры свойственны вулканическим районам платформ с пирокластическим типом извержений, в том числе – Тунгусской синеклизе [297] и синхронному ей Молодо-Уджинскому вулканическому поясу [17].

Генеральное направление разрывных нарушений в Вилюйско-Мархинской зоне непостоянно; оно изменяется от ВСВ 70–80° в северо-восточной части зоны, через СВ 40–50° в ее центральных областях до близкого к меридиональному ССВ 10–20° – в южных, в пределах площадей листов P-49,50. Это объясняется изменением конфигурации рифтовой зоны, вызванным различной ориентировкой растягивающих напряжений в разных ее частях. В том же направлении изменяется и ширина пояса: она максимальна в наиболее широкой северо-восточной части рифта (120–130 км), существенно меньше в его средней части (60–70 км) и минимальна (около 20 км) – в южной, в зоне его замыкания на площади листа P-49 (рис. 5). Протяженность некоторых разломов в ее составе достигает 100–120 км.

Вместе с основным северо-восточным трендом разломов на некоторых участках пояса встречаются нарушения, относимые к Средне-Мархинской

системе разломов [83], ориентированные ортогонально (320–340°, до субмеридионального) основному направлению пояса; выполнены они теми же траппами, что и разломы северо-восточной ориентировки. Они пересекаются с нарушениями других направлений, но достоверно установить очередность их возникновения трудно. Часть исследователей считает, что «…Средне-Мархинская и находящаяся восточнее Накынского поля Средне-Тюнгская тектонические зоны по времени проявления наиболее ранние; они объединяют ветвящиеся, извилистые, дугообразные и прямолинейные нарушения, выполненные дайковыми телами траппов с азимутом простирания от 320 до 345°, залегающими в них часто кулисообразно» [226]. Дайки сопровождаются хорошо выделяющимися аномалиями магнитного поля интенсивностью от десятков до первых сотен нТл; наиболее известная из них – Северо-Западная. К этой же системе некоторые авторы относят и другие тектонические нарушения близмеридионального направления – от север–северо-восточного (азимут 15°) до север–северо-западного (350°): Меридиональный, Кулисообразный, Средне-Мархинский и другие разломы [171].

Однако полевые наблюдения на достаточно обнаженных участках, а также анализ магнитного поля над ними свидетельствуют о том, что дайки, выполняющие разломы северо-западной и северо-восточной ориентировок, внедрялись одновременно (рис. 24). Первые из них, поперечные, часть из которых имеет также сдвиговую составляющую (Лиендокитская, Оту-Селенгдинская) [136], можно рассматривать как зоны крупных трансформных разломов, которые закладываются всегда вдоль дорифтовых трещин, близких по ориентировке к направлениям перемещения литосферных плит. Упомянутые выше зоны содержат мелкие, часто незакономерно ориентированные, иногда – дугообразные, извилистые дайки базитов. Подобное строение таких зон связано, видимо, с тем, что скорости движения отдельных блоков в рифтовой зоне были различны, а его направление не совпадало с ориентировкой, существовавшей в них системы дорифтовых разломов; при этом по одну сторону плоскости подновленного разлома возникала область растяжения, приводившая к образованию грабенов, по другую – обстановка сжатия. Это позволяет относить такие участки к структурам типа пулл-апарт (pull-apart) [119, 149]. Большая их часть сосредоточена в районе южнее Накынского поля, на участке устьевых частей рек Ханя и Накын. Следует отметить, что эти нарушения иногда продолжаются и за пределами пояса, к северо-западу от него, но за границами пояса они не интрудированы базитами [136].

Условия залегания интрузивных тел пояса, судя по характеру магнитного поля над ними, различны. Часть тел скорее всего представляет собой дайки, залегающие вертикально; в районе Накынского поля к их числу относятся мощные прямолинейные дайки, ориентированные по азимуту 35–45° (разломы Лиственничные, Северный, Южный (рис. 5). Строение магнитного поля над телами, имеющими ориентировку 55–60°, показывает, что они залегают с падением на ЮВ под углом 75–85°, что типично для листрических сбросов. Некоторые разломы сопровождались, видимо, сдвигами, о чем свидетельствуют характерные оперяющие трещины (рис. 23), как на крупном правостороннем сдвиге, в виде пологой дуги проходящем в восток–северо-восточном направлении через бассейны верховий рек Тюкян и Чимидикян.

Судить о типе разломов вследствие практически сплошного развития перекрывающих юрских и четвертичных пород трудно; значительные смещения по ним скорее всего отсутствуют. Однако результаты бурения показывают, что по некоторым из них существуют смещения различного знака небольшой амплитуды, в результате чего на поверхности доюрского карбонатного цоколя образуются неглубокие грабенообразные впадины, разделенные выступами, подобные Дюлюнг-Дьяхтарской в районе Накынского кимберлитового поля [300]. Но в южных частях ВМЗ по некоторым из входящих в нее разломов (район Мирнинского кимберлитового поля) отмечены смещения, достигающие нескольких сот метров.

Краевая ЮВ часть ПВПР. Зоны разломов растяжения, близкие ВМЗ по типу тектогенеза и характеру магматизма связанных с ними дайковых поясов, существуют на противоположном, юго-восточном плече Патомско-Вилюйского палеорифта (Чаро-Синская зона), а также в области его юго-западного фронтального замыкания (Контайско-Джербинская зона) (рис. 30).

Чаро-Синская зона (ЧСЗ) в общих чертах повторяет строение Вилюйско-Мархинской. Однако в некоторых деталях между ними имеются существенные различия:

– ЧСЗ свойственна меньшая интенсивность проявления разрывных нарушений (и, видимо, степень насыщенности дайками, благодаря которым разломы обычно и выделяются). Однако это ее свойство может оказаться только видимым; при его оценке следует принимать во внимание несопоставимую степень детальности изученности ВМЗ и ЧСЗ. Первая из них целиком покрыта аэро- и наземными геофизическими съемками, выполненными разными методами, в масштабах в среднем 1 : 50 000, с многочисленными крупными блоками, снятыми в масштабах 1 : 25 000–1 : 10 000; значительная их часть проведена за последние 10–15 лет; большие участки зоны покрыты ГГС-50. Что касается ЧСЗ, то имеющаяся Опережающая геофизическая основа составлена на большую часть ее площади по данным аэросъемок масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1960-х годах, и характеризуется значительно меньшей детальностью и точностью, а крупномасштабные съемки покрывали в основном крайнюю северо-западную часть площади листа, считавшуюся перспективной на алмазы;

– в пределах ЧСЗ и в целом в юго-восточной бортовой части ПВПР девонские отложения пользуются значительно более широким распространением; они выходят на дневную поверхность на нескольких, достаточно крупных участках. Причиной этого скорее всего является более высокая интенсивность осадконакопления на юго-восточном борту рифта в девоне; менее вероятно объяснение, заключающееся в меньшей глубине эрозионного среза этой области;

– с ЧСЗ связан значительно более разнообразный комплекс магматитов – как интрузивных, так и пирокластических. Среди интрузивных разностей встречаются образования среднего, иногда кислого состава и переходных между ними, как умеренной, так и повышенной (до 7–9 % K_2O) щелочности (монцонит-порфиры, сиениты, сиенит-порфиры). Эффузивные разности представлены в основном обычными базальтами, но достаточно широко развиты покровы и потоки трахибазальтов, трахиандезиов, трахиандезибазальтов,

щелочных и кварцевых трахитов, туфы щелочных трахитов, трахиандезитов, риодацитов, туффиты.

С этапом девонского рифтогенеза, как считается, связана также и активизация кимберлитового магматизма, вызвавшая формирование всех кимберлитовых полей, находящихся на площади листа Q-50 (Накынское, Верхнемунское, Чомурдахское и Севернейское). Однако только одно из них – Накынское – пространственно (но, как представляется, никоим образом не генетически) связано с Вилюйско-Мархинской зоной разломов; позиция остальных полей контролируется структурами иной ориентировки. Существует предположение о том, что в центральных частях Патомско-Вилюйского рифта, имевшего изначально тонкую палеопротерозойскую литосферу, в среднем палеозое развивался исключительно базитовый магматизм. В краевой зоне рифта, в области умеренного растяжения архейской кратонной литосферы мощностью около 190 км, занятой Вилюйско-Мархинской зоной, проявился как базитовый, так и кимберлитовый магматизм. Во внутренних частях кратона, не затронутых рифтогенезом, на расстоянии ~400 км от края рифта, где мощность литосферы достигала 230 км, сформировались Далдыно-Алакитское и Верхнемунское кимберлитовые поля [66]. Увеличение мощности литосферы от рифта к внутренним частям кратона согласуется с данными термобарометрии [144].

Мы не разделяем эту точку зрения; платформенные базитовый и кимберлитовый магматизм контролируется разными факторами, связан с процессами, происходившими при резко различных физико-химических условиях на совершенно разных глубинах. Процессы, инициирующие платформенный магматизм основного состава, происходят на границе литосферы с линзой «аномальной мантии» на глубинах 30–70 км [127], для щелочных базитов – до 100 км, в то время как очаги зарождения алмазоносных ультраосновных–основных магм располагаются в верхней/средней мантии, на глубинах свыше 180–200 – до 400 км, на что указывают выносимые ими с этих уровней минералы-индикаторы глубинных обстановок [116].

Положение и структура Накынского поля явным образом определяется системой тектонических нарушений северо-северо-восточного простирания, очень слабо проявленных в геофизических полях, но совершенно однозначно маркируемых интрудирующими их кимберлитовыми дайками и удлинениями трубок – при столь же однозначном северо-восточном–восточно-северо-восточном контроле интрузий базитов. Еще более очевидно различие тектонического контроля базитов и кимберлитов в Мало-Ботуобинском поле, где разница в ориентировке «контролирующих» Центрального, Западного и других разломов (ССВ 5–10°), выполненных долеритами, и системы значительно менее определенно выраженных в физических полях разломов северо-западного простирания, но хорошо маркированных дайками кимберлитов, удлинениями трубок и их расположением в кластерах, составляет 40–50°.

Таким образом приходится признать, что связь этих кимберлитовых полей с ВМЗ является чисто пространственной. Можно, разумеется, предполагать некую связь кимберлитового магматизма с мантийным плюмом, инициировавшим образование Патомско-Вилюйского палеорифта, основываясь не только на общности пространства, но и близости времени их формирования,

однако разумного объяснения механизма этих процессов, на наш взгляд, пока не существует.

Отнесение обширной Патомско-Вилюйской структуры к типу рифтогенных базируется на комплексе как необходимых, так и достаточных особенностей ее геологического строения и тектоно-магматической эволюции. К числу таких характерных особенностей относятся:

– связь с точкой тройного сочленения, возникшей под влиянием мантийного плюма, воздымание поверхности Мохоровичича;

– широко проявленные процессы растяжения литосферы и ее существенное утонение;

– образование обширной специфичной ассоциации разрывных нарушений – продольных, отождествляемых с листрическими разломами, и поперечных – относимых к числу трансформных;

– формирование в центральной части рифта (рифтовой долине) горст-грабеновой структуры под влиянием мощной разрывной тектоники, а также зон краевых дислокаций;

– инициация характерного для рифтов интенсивного магматизма с образованием ассоциации эффузивных, эксплозивных и интрузивных пород основного умереннощелочного состава – как в рифтовой долине, так и в его бортовых частях (краевых дайковых поясах);

– образование в погруженной центральной части комплекса осадочных образований, столь же характерное для рифтовых условий: прибрежно-морских, лагунных и континентальных красноцветных и пестроцветных осадков, эвапоритов, солей;

– повышенная в 2 раза скорость осадконакопления;

– формирование в раннем девоне предрифтового поднятия.

Вместе с тем она имеет и определенные индивидуальные особенности, отличающие ее от «типичных» континентальных рифтов – если это определение применимо к структурам подобного типа, обычно отличающимся широким разнообразием многих своих свойств. К их числу относятся следующие.

1. Форма, близкая к изометричной. Она объясняется тем, что процессы растяжения литосферы реализовались в весьма широкой полосе с образованием многочисленных магмоподводящих трещин, создававших хорошие условия для быстрого подъема магматического вещества из глубинных источников. Известно, что такой режим достаточно свободного сообщения очагов с поверхностью часто приводит к появлению магм толеитового типа уже на начальных стадиях рифтогенеза. При этом зона наиболее активного раздвижения, занимающая центральную часть рифта, имеет существенно меньшую ширину, не превышающую 100 км, и ее конфигурация при длине зоны 800 км выглядит удлиненной.

2. Асимметрия в проявлении магматизма на бортах рифта: на его северо-западном плече доминируют нормальные толеиты/базальты, характеризующиеся крайне однообразным химическим и минеральным составом, низкой долей пород повышенной щелочности и почти полным отсутствием дифференциации, в то время, как на юго-восточном борту наряду с преобладанием пород основного состава развит комплекс пород от основного до кислого состава умеренной и повышенной щелочности, с достаточно широким распростра-

нением дифференцированных пород; причиной этого является сравнительно большая величина раздвижения (порядка 50 км) и его повышенная скорость.

3. Весьма высокая интенсивность вулканизма, равно как и высокая доля толеитовых магматитов связана с хорошей проницаемостью литосферы. Последнее может объясняться также достаточно большим растяжением литосферы – преобладание щелочных расплавов наблюдается при суммарных растяжениях, не превышающих 10 км.

4. Ограниченный период времени активного развития ПВПР, составивший порядка 24 млн лет, но сравнительно высокая скорость его формирования, составляющая 50 км: 24 млн лет = ~0,2 см/год.

Рифтогенез в Патомско-Вилюйском рифте закончился скорее всего в конце девона, возможно, самом начале карбона. В своем развитии эта структура остановилась, видимо, на стадии существенного растяжения литосферы, но без ее разрыва и образования океанической коры. В последующие каменноугольную(?)–пермскую эпохи в ее границах началось формирование крупной платформенной синклинальной структуры седиментогенного типа – Вилюйской синеклизы, наследовавшей в общем виде морфологию и структуру ПВПР, но резко отличавшейся от нее по составу выполняющих отложений, геодинамическим условиям и полному отсутствию проявлений магматизма.

Вилюйская синеклиза представляет собой крупную сложнопостроенную структуру; она входит в пределы листа Q-50 только своей северо-западной окраиной, занимая его юго-восточную часть. Общая глубина погружения кристаллического фундамента в наиболее прогнутых центральных областях синеклизы очень велика; она достигает 14 км, возможно и более; однако на собственно синклинальный этап развития в ее разрезе приходится не более 3–5 км осадков. Область, в которую входит синеклиза, почти всегда, в том числе и в дорифтовую стадию развития этой площади, представляла собой, судя по материалам геофизических работ, зону компенсированного погружения и только в некоторые периоды испытывала поднятие.

Представления о времени образования этой структуры и объеме слагающих ее отложений существенно расходятся. В большинстве случаев она рассматривается как наложенная депрессия мезозойского возраста [121] и ограничивается во времени юрской и меловой эпохами.

Нам представляется, что началом ее формирования следует считать середину каменноугольной эпохи – время после завершения развития предшествовавшей ей Патомско-Вилюйской рифтогенной структуры.

В истории ее образования достаточно уверенно выделяются два этапа: среднекаменноугольно-триасовый и юрско-меловой. Середина карбона характеризуется сменой типа отложений, состава терригенного материала, условий осадконакопления и уменьшением его высокой скорости, присущей рифтовым условиям, в 2 раза, а также прекращением вулканизма. Как показывает анализ скорости осадконакопления, выполненный методом бэкстриппинга, она на этом рубеже снизилась более чем в 2 раза [96]. С этого времени начинается развитие этой области как собственно седиментогенной синеклизы, в пределах которой накапливались только осадочные отложения в условиях мелководного морского бассейна, иногда – прибрежных континентальных равнин, изредка – угленосные.

Верхнепалеозойский–нижнемезозойский структурный ярус вскрыт большим числом скважин; в границах листа Q-50 в северо-западной бортовой части синеклизы он обычно отсутствует и развит только в более погруженных ее частях, где его мощность непостоянна и не превышает 450–500 м. Во внутренних частях синеклизы он имеет более выдержанное распространение и мощности, во впадинах достигающие, видимо, 3–4 км.

Структура юрско-мелового яруса, сложенного толщей мелководных морских, прибрежных и континентальных образований, в общем плане определяется погружением его от дневной поверхности на северо-западном крыле синеклизы до 1,5 км в границах листа Q-50 и до 2,5–3,0 км в центральной ее части. На отдельных участках залегание яруса достаточно крутое; на северо-западном борту синеклизы выделяется Хоргочумская флексура. Сейсмические исследования позволили выявить в пределах Вилюйской синеклизы существование локальных структур более высокого порядка разного знака, площадь которых не превышает первых сотен км^2, а амплитуда – первые сотни метров.

Восточная окраина Тунгусской синеклизы входит в границы листа Q-50 только своей небольшой частью, ограниченной правобережьем р. Марха. Начало формирования синеклизы относится к среднекаменноугольному времени, а окончание – к раннетриасовому. Восточная окраина синеклизы не имеет ясно выраженных тектонических ограничений; ее граница с Анабарской антеклизой и Вилюйской синеклизой маркируется только появлением верхнепалеозойских терригенных отложений, подвергшихся глубокому размыву, а также толщи раннемезозойских вулканогенных пирокластических образований с комплексом комагматичных им пластовых и секущих интрузий долеритов; в ее пределах несколько увеличивается амплитуда погружения венд-силурийского структурного яруса. В результате размыва сохранились только незначительные остатки ордовикских и силурийских отложений, слагающих верхние части нижнепалеозойского яруса. Возможно, ее северо-восточной границе отвечает прямолинейный участок долины р. Марха северо-западного простирания выше устья р. Ханння, связанный с предполагаемым разломом глубокого заложения; однако он никак не проявляется в геофизических полях. Столь же гипотетическим является и предположение о том, что ее восточная граница с начавшей формирование почти одновременно с ней Вилюйской синеклизой совпадает с прямолинейным меридиональным отрезком долины р. Марха ниже устья р. Ханння. Во всяком случае эти границы являются рубежами распространения типоморфных для нее комплексов осадочных отложений карбона и перми и вулканогенных образований раннего триаса.

Во время формирования *нижнего* (*среднекаменноугольно-пермского) структурного подъяруса* – эпохи длительного компенсированного погружения обширных территорий платформы, была сформирована толща специфических «продуктивных» континентальных угленосных отложений. Существенно кварцевый и олигомиктовый состав слагающих ее пород обусловлен интенсивным развитием мощных зрелых кор выветривания и их переотложением в условиях влажного жаркого климата и широкого развития растительности. Этот комплекс осадков перекрывает западную краевую зону Патомско-Вилюйской па-

леорифтовой структуры; в многочисленных эрозионных окнах обнажаются залегающие под отложениями позднепалеозойского–раннемезозойского структурного яруса многочисленные дайки северо-западного простирания и трубки взрыва, относящиеся к вилюйско-мархинскому дайковому комплексу, в том числе – и петротипическая для комплекса Дьюктелинская дайка.

Верхний (нижнетриасовый) структурный подъярус сложен вулканогенными пирокластическими и пирокласто-осадочными породами основного состава, образовавшимися в процессе интенсивного эксплозивного вулканизма, сопровождавшегося образованием большого объема комагматичных вулканитам интрузивных пород. Последние слагают преимущественно очень крупные по площади (свыше 4000 км^2) и мощные (до 160 м) пластовые интрузии (Ыгыаттинская и др.) и субвертикальные секущие тела, служившие для них и туфовых вулканов подводящими каналами. Промежуточные магматические очаги, являвшиеся резервуарами магмы, были часто приповерхностными; они располагались на глубинах в сотни метров, и после их опустошения формировались кальдеры проседания, интрудированные кольцевыми и дугообразными дайками. Как и в остальных частях периферии синеклизы, активный вулканизм с продуктами основного состава имел площадной характер и был весьма непродолжительным – всего около 1 млн лет (от 251,7 ± 0,3 млн лет до 250,2 ± 0,3 млн лет) [313]. Комплекс этих образований весьма характерен для Тунгусской синеклизы, равно как и условия его образования и залегания.

В структурном плане участок между Тунгусской и Вилюйской синеклизами в некоторых материалах понимается как седловина, которая именуется Сюгджерской и рассматривается как самостоятельная структура. Но она выделяется при этом не по составу и тектоническому состоянию поверхностного структурного яруса, а по строению значительно более глубокого горизонта – кровле венда (видимо, вслед за В. Л. Масайтисом, выделявшим на этом стратиграфическом уровне т. н. «Эвенкийскую синеклизу» [81]. Но в этом случае о ней нельзя говорить как о седловине между упомянутыми верхнепалеозойскими структурами – она является структурой погребенного типа и странным образом расположена между погребенной *вend-раннепалеозойской* Курейской синеклизой и некой гипотетической дорифтовой синклинальной структурой того же возраста в основании Вилюйской синеклизы – возраст которой при этом считается юрским (?!).

Кроме того, такой подход не дает возможности учесть влияние процессов тектогенеза и магматизма, проявившихся в последующие эпохи – а они, как показано выше, были весьма результативны и существенно изменили первоначальное строение этой области. В материалах ГК-1000 предыдущего поколения она выделена под этим же названием, но справедливо сочтена просто краевой частью Тунгусской синеклизы [13], и мы разделяем это представление.

Вилюйско-Мархинская зона разрывных нарушений. В общих чертах эта зона была рассмотрена в разделе, посвященном строению Патомско-Вилюйской палеорифтовой структуры. Здесь следует добавить, что со времени выявления первых признаков ее существования в 1960-х годах (несколько даек траппов в долинах рек Тюнг и Чимидикян [81]) представления о ее генезисе, строении и времени возникновения претерпели длительную эволюцию. Осо-

бенно интенсивно эта область стала изучаться после открытия кимберлитов Накынского поля во время исследований, направленных на определение перспектив открытия новых проявлений кимберлитов и выявление необходимых для этого поисковых критериев. В связи с возникшими представлениями о ее контролирующей роли в размещении кимберлитов на всем ее 700-километровом протяжении был проведен огромный объем работ, но результата он не дал.

В изучении Вилюйско-Мархинской зоны особенно велика роль подразделений компании «АЛРОСА», выполнивших огромный объем геофизических работ при поисках весьма многочисленных перспективных на кимберлиты магнитных аномалий и их заверки бурением, а также специализированных тематических исследований. В результате обобщения и переинтерпретации материалов всех ранее проведенных аэро- и наземных геофизических съемок была составлена карта масштаба 1 : 500 000 на всю ее площадь (рис. 5).

Материалы высокоточной аэромагнитной съемки позволили надежно проследить и закартировать более сильно тектонизированную и проницаемую и, как следствие, наиболее насыщенную многочисленными секущими телами траппов центральную часть Вилюйско-Мархинской зоны. В осевой ее полосе трассируется Накын-Ханнинская макроветвь разломов I порядка с ветвями более низкого порядка. В Средне-Мархинском алмазоносном районе в ней располагается Накынское кимберлитовое поле. Эта группа разломов, выполненная дайками траппов, уверенно прослеживается в магнитном поле от бассейна р. Улахан-Дюктели на юге, через Накын-Ханнинское междуречье в бассейн среднего–верхнего течения р. Тюкян и далее в бассейн р. Тюнг. Ширина этой группы разломов составляет в центральной ее части около 30 км. В направлении с юго-западного на северо-восток от Накынского кимберлитового поля она расширяется, равно как и спектр направлений разломов в ней, а ее границы становятся более расплывчатыми. В пределах этой макроветви выделены четыре более мелкие ветви, получившие название Ханнинской, Лиендокитской, Дьяхтарской и Накынской, а основным разломам этих ветвей были присвоены аналогичные названия. В пределах Дьяхтарской ветви были выделены основные ее разломы – Северный, Ботуобинский, Дьяхтарский и Южный (рис. 25).

На всем протяжении зоны она пересекается через определенные (около 20 км) интервалы разломами секущих направлений, большинство которых ориентировано ортогонально к продольным и принадлежат, по-видимому, к Средне-Мархинской (Чебыдинской) зоне разломов близмеридионального направления [171].

В средней части Вилюйско-Мархинского дайкового пояса, в районе устья р. Чагдалы выделена прерывистая линейная аномалия переменной интенсивности, связанная с протяженной дайкой северо-восточного направления. Прямолинейное трассирование этого Чагдалинского разлома нарушается широкими протяженными аномалиями положительного знака преимущественно северо-западной ориентировки, по которым на результативных картах отмечаются смещения оси этого разлома. Подобное соотношение продольных и поперечных разломов типично для рифтовых структур, и при этом поперечные разломы могут быть уверенно идентифицированы как трансформные.

Разрывные нарушения, контролирующие размещение кимберлитов. Такими структурами, как считается в большинстве исследований, являются тектонические нарушения – элементы Вилюйско-Мархинской зоны «глубинных разломов». Однако сравнительный анализ позиции кимберлитового комплекса в общей структуре района Накынского кимберлитового поля показывает, что ВМЗ определяет только тектоническое строение вмещающей кимберлиты рамы; реальный же контроль размещения как кимберлитового поля, так и всех входящих в него тел осуществляется системой малоамплитудных тектонических нарушений, одним из которых является т. н. «Диагональный разлом», само название которого в какой-то мере указывает на его дискордантность относительно тектонического плана вмещающей рамы. Ориентировка его (СВ 20–30°) на 10–25° отличается от генерального простирания разломов Вилюйско-Мархинской зоны (40–45°, до 50°). В настоящее время в Накынском поле выявлены пока две такие структуры, к которым приурочены все известные проявления кимберлитов. С разломом Диагональный связаны трубки Нюрбинская, Ботуобинская, тело Мархинское, дайка Д-96, тело Озерное и несколько мелких даек; дайкообразное тело Майское располагается в зоне обладающего такими же характеристиками и параллельного ему разлома Диагональный-1 (Параллельный), проходящего в 0,5 км северо-западнее (рис. 25). Именно эта система разломов является кимберлитовмещающей и заслуживает особого внимания при планировании поисковых работ. Эти разломы представляют собой зоны повышенной трещиноватости и брекчирования, очень слабо проявленные в физических полях. Однако они прекрасно маркируются залегающими в них кимберлитовыми дайками. Кроме того, несовпадение структурных планов базитового и кимберлитового комплексов подчеркивается так же тем, что трубка Нюрбинская, связанная с кимберлитовмещающим Диагональным разломом, прорывается дайкой щелочных базитов, интрудирующей Нюрбинский разлом (50–53°).

Образование кимберлитовмещающих нарушений, пересекаемых разломами Вилюйско-Мархинской системы, связано, видимо, с более ранним тектоно-магматическим этапом. Следует заметить, что почти все кимберлитовые поля Якутской провинции сопровождаются системами секущих тел траппов, но ни в одном случае структурный план кимберлитовых ассоциаций не совпадает с таковым, свойственным трапповым дайкам. Расхождение ориентировки разломов, контролирующих размещение секущих тел траппов и кимберлитов, свойственно практически всем полям Якутии (табл. 7) – и не только им, но и другим провинциям мира; временами оно достигает значительных размеров – вплоть до 90°, но иногда не превышает 5–10°. При этом величина этого расхождения никак не связана с очередностью формирования этих различных комплексов, равно как и с размером различия возрастов траппов и кимберлитов. Однако иногда разломам, залеченным траппами, как и в Накынском поле, традиционно, но ошибочно приписывается значение кимберлитоконтролирующих; наиболее яркий и близкий пример – Малоботуобинское поле, где кимберлитовые тела связывают обычно с несколькими разломами (аз. прост. ~ССВ 5–10°), входящими в Вилюйско-Мархинскую систему, интрудированными не выходящими на дневную поверхность мощными дайками траппов в то время, как все они подчиняются четкому контролю нарушений с аз. прост. ~СЗ 320° (табл. 7).

Таблица 7

Простирания контролирующих разломов траппового и кимберлитового комплексов в некоторых полях Якутской провинции

Название поля	Трапповый комплекс	Кимберлитовый комплекс	Расхождение ориентировки
Накынское	–	СВ 20–30° D_3	15–20°
Малоботуобинское	ССВ 5–10° D_3–C_1	СЗ 320° D_3–C_1	35–40°
Харамайское	СЗ 315° Pz_2	СЗ 325° Mz_1	10°
Укукитское	СЗ 320° Pz_2	СВ 35–45° Pz_2	75–85°
Огонер-Юряхское	СЗ 320° Pz_2	СВ 30° Pz_2	70°
Мерчимденское	СЗ 320° Pz_2	СЗ 330° Pz_2	10°
Куойкское	СЗ 320° Pz_2	СВ 45° Mz_1	85°
Толуопское	СЗ 320° Pz_2	СЗ 330° Pz_2	10°

Тектонические процессы в зонах разломов, контролирующих кимберлиты, не отличались высокой активностью: на доступных для наблюдения уровнях (на доюрской поверхности и в карьере Нюрбинский) они представляют собой простые трещины, вмещающие дайки, часто с ровными контактами, иногда сопровождаемые маломощными зонами трещиноватости и гидротермальной минерализации. На более глубоких уровнях, где в некой точке на линейном подводящем канале произошла концентрация напряжений и началось формирование трубки взрыва, строение этой зоны, видимо, значительно более сложное, что наблюдалось в некоторых трубках ЮАР, отработка которых достигла этого уровня.

В то же время разрывные нарушения Вилюйско-Мархинской зоны, интрудированные дайками траппов, представляют собой достаточно мощные (метры–десятки метров) полосы, в которых вмещающие породы часто чрезвычайно интенсивно раздроблены, иногда милонитизированы, с образованием нескольких параллельных зон смещений и, следовательно, являются весьма благоприятными для внедрения любых магматических тел. Однако ни в одной из них никакие следы присутствия кимберлитов не обнаружены.

Контакты трубки Нюрбинская с вмещающими породами имеют различное строение, зависящее, видимо, от прочностных свойств последних: от обычно резких ровных до весьма неровных, сопровождаемых зонами брекчирования мощностью до нескольких метров. Вмещающие породы на контактах обычно несколько приподняты, иногда со смещением; амплитуды смещения пластов составляют 3–6 м около трубки Ботуобинская и 7–16 м около трубки Нюрбинская. В экзоконтактах трубок фиксируется иногда повышенная степень трещиноватости вмещающих пород. Как в них, так и в кимберлитах преобладает открытая трещиноватость, ориентировка которой (30–40°) близка направлению вмещающего разлома. Однако по степени тектонического (и контактового) воздействия на вмещающие породы кимберлиты существенно уступают траппам.

Глубинное строение площади по данным интерпретации результатов геофизических работ

Представление о строении глубоких зон земной коры площади листа Q-50 основано на результатах интерпретации геофизических данных, полученных при многочисленных разномасштабных аэро- и наземных геофизических исследованиях (магнитных, сейсмических, гравитационных, электроразведочных), результатах бурения опорных скважин, исследований петрофизических свойств пород, слагающих осадочный чехол и кристаллический фундамент. Интерпретация проводилась на основе имеющихся материалов о геологическом строении площади, полученных при проведении геологических съемок разного масштаба. Основу ее составляли материалы опережающей геофизической основы листа Q-50.

На схеме интерпретации выделены четыре области со сходным строением геофизических полей: Биректинская, Хапчанская, Далдынская и Мархинская, которые в общем виде соответствуют одноименным блокам Анабарской антеклизы. Зоны различаются на карте петрофизических классов коренных пород, картах гравитационного и магнитного полей и их трансформант.

Биректинский блок (*I*) сложен породами с высокой и очень высокой намагниченностью. На северо-западе блока расположен участок с максимальными для площади листа значениями плотности и намагниченности. Магнитное поле дифференцированное, с четко выраженной системой положительных и отрицательных протяженных линейных аномалий северо-западного простирания. Гравитационное поле дифференцированное и высокоинтенсивное.

Хапчанский блок (*II*). Этот блок соответствует выделенному нами в южной части площади листа R-50 Анабарскому террейну, сложенному глубоко метаморфизованными образованиями хапчанской серии, обнажающейся на дневной поверхности на Анабарском щите [107]. Она хорошо выражена во всех трансформантах магнитного поля, менее отчетливо – в поле силы тяжести [17].

Далдынский блок (*III*) в целом характеризуется высокой и средней намагниченностью, высокой и средней плотностью комплексов пород. Магнитное поле дифференцированное, с крупными линейными меридиональными аномалиями. Гравитационное поле положительное. В его границах выделены две зоны.

Западно-Далдынская зона (*III-1*) характеризуется средней намагниченностью, высокой и средней плотностью пород. Магнитное поле дифференцированное, положительное, с мелкой мозаикой локальных аномалий. Гравитационное поле дифференцированное, положительное. Эта зона охватывает бортовую восточную окраину Тунгусской синеклизы, в которой многочисленные мелкие магнитные аномалии отвечают секущим подводящим каналам крупных пластовых интрузий, а также фрагментам последних, разобщены эрозией на небольшие участки. Возможно, эти аномалии связаны с остатками приповерхностных магматических очагов, питавших внедрившиеся в вышележащие горизонты интрузии.

Комплексы пород *Восточно-Далдынской зоны* (*IIIb*) на востоке обладают низкой намагниченностью, при средней и высокой плотности. На западе зоны породы характеризуются средней и высокой намагниченностью при низкой плотности. Магнитное поле зоны дифференцированное, с системой положительных линейных аномалий, близких к меридиональному направлению. Гравитационное поле дифференцированное, положительное.

Мархинский блок (*IV*) содержит комплексы пород с разной намагниченностью и плотностью. Магнитное и гравитационное поля в его границах дифференцированные. По характеру полей блок делится на три зоны.

Тюнгская зона (*IV-1*) характеризуется концентрическим строением, с породами средней намагниченности и высокой плотности в центре и разными по намагниченности породами с низкой и средней плотностью на периферии. Эта концентричность хорошо отражается в строении гравитационного поля, с максимумом в центре, окруженном кольцеобразной зоной градиентов. Магнитное поле дифференцированное, с системой положительных линейных аномалий северо-восточного простирания. В современном эрозионном уровне она соответствует южному склону Анабарской антеклизы.

По преобладающему простиранию магнитных аномалий зону можно разделить на две подзоны: 1 – с направлением, конформным дугообразной западной границе зоны; 2 – северо-восточного направления.

Тюкянская зона (*IV-2*) отличается низкой плотностью комплексов пород с разной намагниченностью. Магнитное поле зоны дифференцированное, с тонкими линейными аномалиями северо-восточного простирания. Гравитационное поле дифференцированное, положительное и слабоотрицательное. Зона представляет собой в приповерхностном уровне часть Вилюйской палеорифтовой структуры (плечо рифта), в котором широко развиты разрывные нарушения, выполненные дайками траппов. Разломы имеют наклон на северо-запад, оконтуривая бортовую часть палеорифтовой структуры. По характеру магнитных аномалий зону можно разделить на две подзоны: 1 – с преобладанием аномалий неправильной формы; 2 – с преобладанием тонких линейных аномалий.

Конончанская зона (*IV-3*) характеризуется низкой и средней намагниченностью пород со средней и высокой плотностью. Магнитное поле зоны дифференцированное, с линейными аномалиями северо-восточного простирания. Гравитационное поле положительное. Отвечает участку центральной зоны палеорифта, в которой начинают проявляться мощные сбросы, по которым в дне рифта формируется система грабенов, вытянутых вдоль оси рифта.

На схеме показаны также линеаменты, разделенные на два типа: субпрямолинейные и сложной формы. Первые из них выделяются преимущественно по близким к прямолинейным зонам нарушения корреляции полей и их трансформант, реже по прямолинейным зонам градиентов, иногда – по смене характера поля; вторые – по градиентным зонам полей, смене характера полей и по цепочкам отдельных локальных аномалий. Скорее всего субпрямолинейные линеаменты отвечают сдвигам, сбросам и их сочетаниям в кристаллическом фундаменте, а линеаменты сложной формы – надвигам, взбросам и их сочетаниям.

Локальные объекты, выделенные по моделям эффективной плотности, разделены на два типа: повышенной и пониженной плотности. Эти объекты скорее всего отражают геологические тела в кристаллическом фундаменте, сложенные породами различной плотности. Локальные объекты, выделенные по дугообразным зонам градиентов гравитационного поля, иногда причудливой формы, вероятно, связаны с резкой сменой плотностных свойств в комплексах пород фундамента. Как правило, такие дугообразные зоны градиентов разделяют сопряженные положительные и отрицательные аномалии такой же формы.

На схеме выделены также *локальные аномалии*, для которых подсчитана глубина до верхних кромок геологических тел, образующих эти аномалии. В южной части площади глубина мелких аномалий северо-восточного простирания не превышает первых сотен метров; они связаны, видимо, с интрузиями траппов в верхней части платформенного чехла. Крупные линейные аномалии в центральной и северной частях площади, вероятно, образованы объектами, залегающими в кристаллическом фундаменте вблизи его поверхности. Расчетные глубины их верхних кромок достигают 12 км.

На схеме показаны также *оси тонких линейных аномалий* северо-восточного простирания, хорошо выделяющиеся на карте локальной составляющей магнитного поля. Они соответствуют многочисленным интрузиям даечного, реже – пластового типа, составляющим Вилюйско-Мархинский дайковый пояс, развитый на СЗ плече Вилюйского палеорифта. Этот пояс, протягивающийся более чем на 700 км, через площадь листов Q-50, частично – P-49,50, имеет региональный характер, являясь граничной областью палеорифта.

Показаны также *интрузивные тела*, выявленные при геологической съемке. Интрузии, известные на площади листа, имеют в восточной части площади среднепалеозойский, а в крайней юго-западной – раннетриасовый возраст и сложены породами соответственно среднепалеозойской и раннемезозойской трапповых формаций Сибирской платформы – долеритами и габбродолеритами нормального и умереннощелочного ряда.

Строение глубоких зон земной коры иллюстрирует разрез, построенный по данным опорного сейсмического профиля ГСЗ «Кратон». Линия разреза пересекает с запада на восток Восточно-Далдынскую зону Далдынского блока, Тюкянскую и Кончанскую зоны Мархинского блока. При построении использованы данные по нескольким скважинам, достигшим кристаллического фундамента, а также общие представления о геологическом строении и тектонике площади листа.

Результаты прямого моделирования гравитационного и магнитного полей позволили выделить в составе коры зоны, различающиеся по своим плотностным и магнитным свойствам; состав пород этих зон меняется по профилю с запада на восток. Они также показали преобладание в разрезе коры субгоризонтальных границ между участками пород с разной намагниченностью и плотностью (рис. 31). Значительная часть этих границ, особенно в верхней части разреза, вероятно, является границами смены магнитных и плотностных свойств комплексов пород, часть крутонаклонных – глубинными разломами.

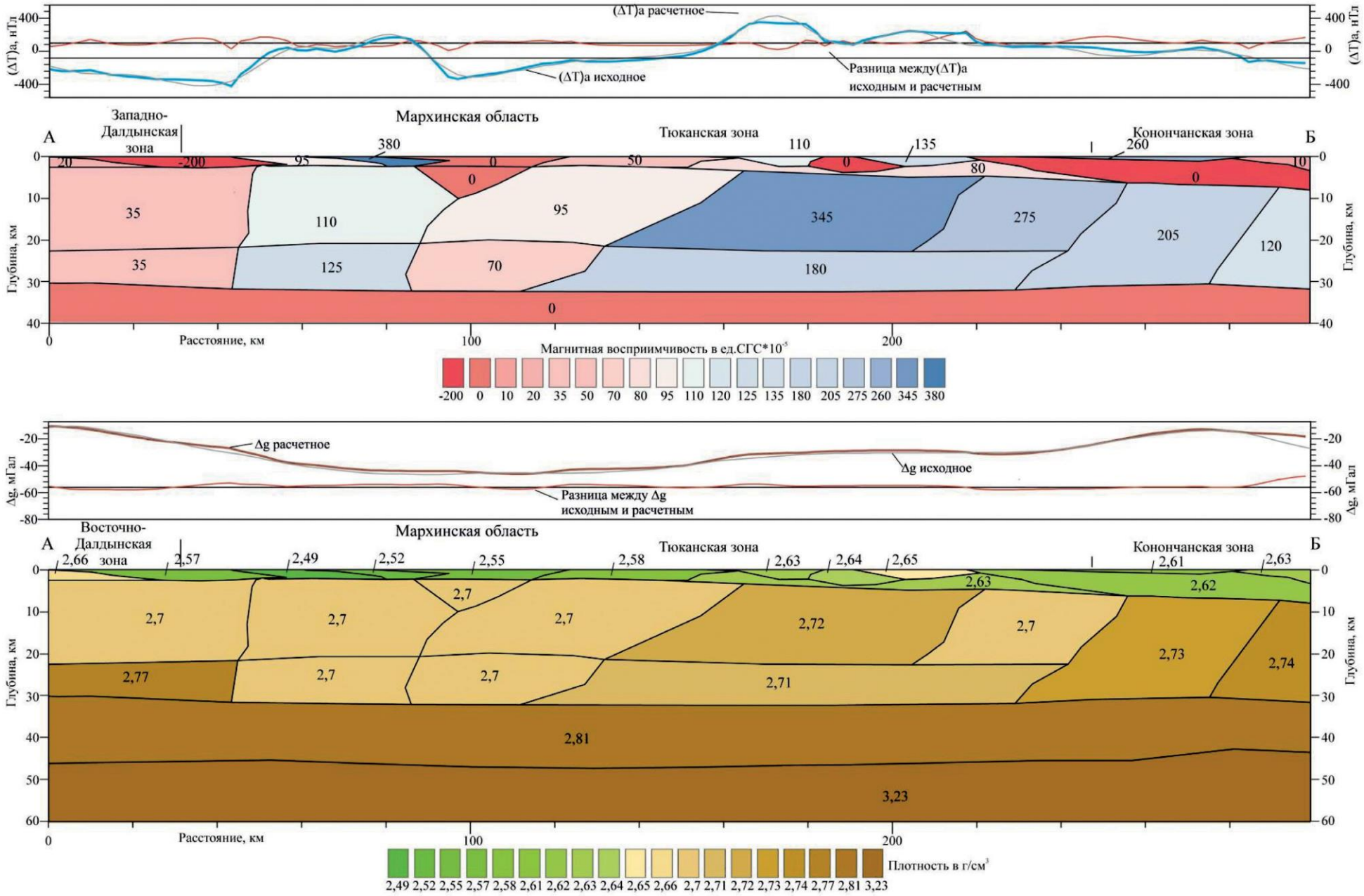


Рис. 31. Разрезы вдоль профиля «Кратон», показывающие распределение пород с различными плотностными и магнитными свойствами в земной коре.

Q-50 Вклейка. Заказ 42214000

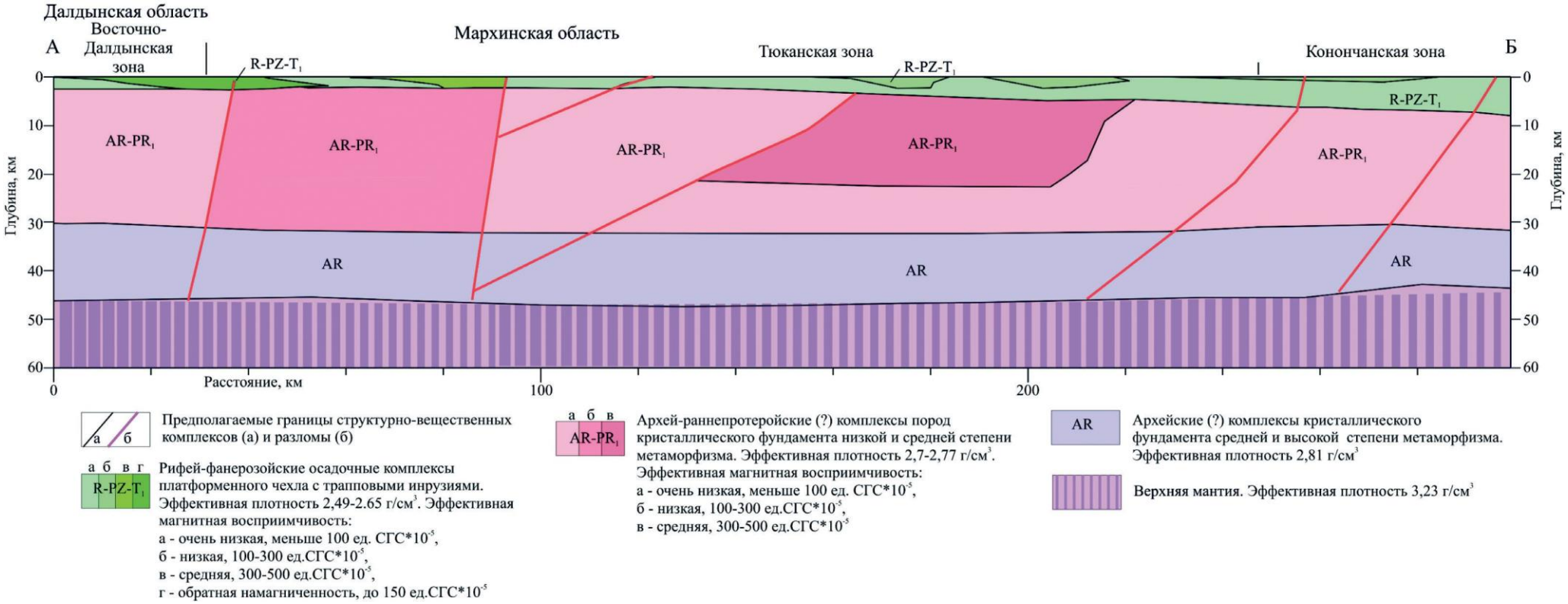


Рис. 32. Структура земной коры по данным профиля «Кратон».

При геологической идентификации разреза учитывались физические свойства пород и общегеологические представления о строении земной коры в данном регионе; это позволило соотнести выделенные блоки с разными магнитными и плотностными характеристиками с реальными комплексами горных пород (рис. 32).

Верхняя, самая маломощная часть разреза определенно отвечает рифейско-фанерозойским образованиям, слагающим осадочный чехол платформы. Ее мощность закономерно увеличивается на юго-восток площади – от 2–3 км на северо-западе, в области склона Анабаро-Вилюйской антеклизы до 8 км на юго-востоке – в области бортовой северо-западной части палеозойского Патомско-Вилюйского палеорифта и верхнепалеозойской–мезозойской Вилюйской синеклизы. Породы чехла, представленные карбонатными и терригенными комплексами, интрудированными траппами, имеют общую плотность 2,49–2,65 г/см^3. В том же направлении меняются и магнитные свойства пород, от относительно средних до относительно низких значений намагниченности, вплоть до значений с обратной полярностью. Нижняя граница выделенного по магнито-плотностным свойствам платформенного чехла совпадает с акустической границей, показанной на профиле «Кратон».

Нижняя часть разреза, до границы Мохоровичича, сложенная, предположительно, архей-раннепротерозойскими метаморфическими комплексами пород, разделена на две части, характеризующиеся различной эффективной плотностью: 2,7–2,77 г/см^3 для верхней и 2,81–2,83 г/см^3 – для нижней. Аппроксимировав, что рассчитанная плотность отвечает степени метаморфизма пород, эти части можно условно рассматривать, соответственно, как сложенные ранннепротерозойским–архейским и архейским комплексами пород.

Раннепротерозойские–архейские комплексы пород, вероятно, представлены образованиями зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. В зависимости от эффективной магнитной восприимчивости, комплекс разделен на породы с очень низкой, низкой и средней намагниченностью. Следует заметить, что природа блока со средней стадией объясняется скорее всего не повышенным метаморфизмом пород, а наличием в его составе повышенных количеств магматических интрузивных образований.

Архейские комплексы пород сложены, вероятно, породами, относящимися к средней и высокой степени метаморфизма – амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Граница Мохоровичича на разрезе по данным моделирования, располагается на глубине 45–47 км и совпадает с акустической границей Мохо на профиле «Кратон».

Разрез хорошо демонстрирует изменение мощности литосферы, которая в пределах Далдынского и Мархинского блоков (склон Анабаро-Вилюйской антеклизы) составляет 45 км, в Тюкянской зоне – краевой части Патомско-Вилюйского палеорифта уменьшается до 43 км, а в крайней юго-восточной части площади листа – Конончанской зоне, соответствующей борту Патомско-Вилюйской палеорифтовой структуры, сокращается до 35 км. При этом заметно изменяется и глубина залегания поверхности Мохо – с 45–47 до 42–43 км. В центральных областях палеорифта она сокращается еще больше, составляя 30–35 км [130].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития территории определена двумя крупными этапами: архейско-раннепротерозойским и позднепротерозойско-фанерозойским, на протяжении которых были сформированы кристаллический фундамент и платформенный чехол Сибирской платформы. Каждый из этих этапов характеризуется определенным структурно-формационным комплексом образований.

Архейско-раннепротерозойский этап

Архейские и раннепротерозойские породы в пределах площади листа Q-50 перекрыты мощным платформенным чехлом, поэтому характеристика данного этапа дана с учетом глубинного строения территории по геофизическим данным и результатам бурения немногочисленных глубоких скважин, вскрывших самые верхние части раннедокембрийского разреза.

Складчатый фундамент на территории работ имеет гетерогенное строение двух мегаблоков (террейнов), имеющих различные состав, возраст и структуру – Тюнгского и Жиганского.

Тюнгский террейн сложен породами гранулитовой фации, представленными сложнодислоцированными метаморфическими образованиями иенгрской серии. Ее протолит представлял собой первично морскую осадочно-вулканогенную базальт-андезитовую и терригенно-карбонатную формации, претерпевшие метаморфическую переработку различной интенсивности в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. Они относятся к образованиям двух типов. Первый представляет собой гранат-амфибол-клинопироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы, характеризующиеся величинами TNd (DM) в инт. 3,3–2,9 млрд лет. Ко второму типу относятся амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы с Nd модельным возрастом 2,1 млрд лет. Это свидетельствует о том, что континентальная кора Тюнгского террейна была сформирована в два этапа – в архее (2,9–3,3 млрд лет) и раннем протерозое (2,1–2,5 млрд лет). Время закрытия Sm-Nd изотопных систем в минералах из гранат-клинопироксеновых амфиболитов обеих возрастных групп составляет 1,77–1,99 млрд лет, что указывает на длительное охлаждение нижних горизонтов коры после гранулитового метаморфизма около 2,0 млрд лет назад [90].

Структура и состав Жиганского террейна на рассматриваемой площади соответствует юго-восточному окончанию Анабарского щита. В его составе

выделяются два блока: Беректинский и Хапчанский. Беректинский блок сложен высокометаморфизованными породами верхнеанабарской серии, характеризующейся пестрым неустойчивым составом, в котором преобладают плагиогнейсы, гнейсы и кристаллические сланцы. Реконструкция первичного состава пород показывает, что в составе нижней половины протолита серии преобладали терригенные образования, представленные песчано-глинистыми осадками; реже встречались андезит-дацитовые лавы, известняки, кварциты. Его верхняя часть была сложена в основном подводными андезит-базальтами с небольшой долей песчано-глинистых, кремнистых и углеродистых осадков. По всему разрезу породы в той или иной степени мигматизированы и гранитизированы. Sm-Nd изотопные данные, полученные по парагнейсам, свидетельствуют, что протолитом для них явились породы с модельным Nd возрастом 2,2–2,4 млрд лет, а кульминационные метаморфические события имели место в конце раннего протерозоя (1,9–2,2 млрд лет) [121].

Крайняя северо-восточная часть Жиганского террейна представлена стратифицированными гранулит-парагнейсовыми толщами хапчанской серии. Ее большая часть сложена парапородами. Плагиогнейсы часто содержат примесь графита и граната. В целом для парапород хапчанской серии характерна тонкая слоистость с элементами ритмичности. Протолитом преобладающих в разрезе гранатовых парагнейсов с относительно высоким содержанием глинозема являлись, видимо, глинистые граувакки, представлявшие собой, вероятно, дистальные осадки. Данные по главным и редким элементам указывают, что в источнике сноса значительную роль играли гранитоиды. Карбонатные протолиты, рассматриваемые как биохимические отложения, могли формироваться в условиях мелководного бассейна с большой долей детритовой составляющей, которая, видимо, поставлялась турбидитовыми потоками. Осадконакопление, судя по выдержанному характеру разрезов серии и протяженным карбонатным горизонтам, протекало в обстановках открытого моря, на мелководном шельфе. Nd модельный возраст протолита этих пород TNd (DM) 2,27–2,28 млрд лет, что соответствует раннему протерозою. U-Pb датирование циркона из проб гнейсов хапчанской серии дало результат 1952–1965 млн лет [18], который рассматривается как возраст метаморфизма.

Конец раннепротерозойского этапа характеризуется периодом относительного тектонического покоя и длительным перерывом в осадконакоплении, во время которого происходила денудация возникших ранее горных сооружений Сибирского кратона.

Рифейский этап

В рифее после длительного перерыва началось формирование осадочного чехла платформы, представленного морской, преимущественно терригенной, в меньшей степени – карбонатной формацией.

Особенностью эволюции этого этапа является распространение в основании разреза своеобразной терригенной существенно конгломератовой толщи, сложенной разнообразными конгломератами «пуддингового» типа с песчано-гравийной примесью. Галька состоит из обломков гранитогнейсов. По-видимому, юго-восточный склон Анабарской палеоструктуры, выступавшей

в течение большей части рифея как устойчивое поднятие, в связи с байкальской активизацией испытал кратковременное погружение с накоплением здесь грубообломочных осадков. После небольшого перерыва в лагунно-морских условиях сформировались карбонатные осадки доломитовой толщи, которые впоследствии частично были размыты. Дальнейшее осадконакопление проходило в мелководном морском бассейне, в котором накапливались терригенные пестроцветные образования верхневилюйской серии. Для них характерны относительно небольшие мощности и, по всей видимости, многочисленные перерывы в осадкообразовании. Завершается рифейский этап развития очередным подъемом территории и перерывом в осадконакоплении. На больших площадях рифейские отложения в предвендское время были полностью размыты. В других случаях они сохранились только фрагментарно.

Вендский этап

В начале вендского времени происходит общее погружение территории Сибирской платформы к юго-востоку от Анабарского щита, которое привело к трансгрессии моря и формированию в условиях мелкого моря терригенно-карбонатных отложений. Они наследуют зональность рифейских отложений, контролируемую влиянием областей сноса. По мере расширения бассейна снижается влияние области сноса на литологический и фациальный составы отложений разных его участков. В верхнем венде появляется еще один фактор, влияющий на обстановки осадконакопления, следовательно, и на фациальное районирование. В это время на юго-западе Сибирской платформы начинает формироваться солеродный бассейн, а в центральной зоне – мелководный седиментационный барьер, отделяющий этот бассейн от области, напоминающей открытый морской шельф. Это был прообраз барьера, который стал определяющим палеогеографическим элементом в кембрийском бассейне Сибирской платформы [307].

Кембрийский этап

В конце венда – начале кембрия, судя по комплексу сохранившихся отложений, вся территория входила в область распространения открытого относительно мелководного морского бассейна, где накапливались карбонатные и терригенно-карбонатные отложения формации карбонатной платформы. С начала атдабанского века и далее формируется мощная рифовая зона (западно-якутский барьерный рифовый комплекс), который протягивается от Алданской антеклизы до Юго-Западного Приангарья более чем на 1500 км. Характеризуемую территорию эта зона пересекает с северо-запада на юго-восток. Ширина зоны достигает 100–120 км. Барьерное рифовое сооружение состоит из своеобразных карбонатных органогенных и неразрывно связанных обломочных образований. Рифовый барьер служит границей, разделяющей две крупные фациальные зоны кембрия: Турухано-Иркутско-Олёмкинскую и Юдомо-Олёнекскую. Первая из них отделена от открытого моря рифовым сооружением, включает фации прибрежного мелководья, лагун, а отчасти и солеродных бассейнов. Юдомо-Оленёкская зона, куда входит восточная часть описываемого района, характеризуется фациями открытого относительно

глубокого моря. Во время формирования системы рифов осадконакопление в этой части шло медленно. На больших площадях накапливались осадки доманикового типа (преимущественно битуминозные сланцы, битуминозные известняки). Возникшая таким образом переуглубленная впадина в конце среднего кембрия (майский век) была заполнена мощной (до 700–900 м) толщей глинисто-карбонатных отложений. В пределах самого барьерного рифа в это время осадконакопление почти полностью прекратилось, местами отмечается размыв. На границе среднего–позднего кембрия зона рифообразования смещается на северо-восток и восток и создается Чукукский рифогенный пояс. Он имеет менее четкие ограничения, чем Западно-Якутский, меньшие мощности, но распространен широко. С ним связано также развитие отложений зарифого типа, сформировавшихся в мелководных условиях – мархинская и онхойюряхская свиты.

Ордовикско-силурийский этап

Ордовикско-силурийский этап развития территории характеризуется неоднократной сменой тектонического режима, когда периоды поднятия, регрессии и частичного осушения мелководного морского бассейна чередовались с эпохами прогибания и трансгрессии.

В конце позднего кембрия – раннего ордовика морские бассейны, существовавшие в кембрии, сокращаются – на севере начинает воздыматься Анабарская суша, намечается общая регрессия морского бассейна. На незначительной территории в юго-западной части листа в мелководно-морских условиях накапливались известняки с прослоями оолитовых и водорослевых известняков олдондинской свиты. На большей, восточной части территории листа в лагунных условиях шло накопление балыктахской свиты. В конце раннего, начале среднего ордовика территория продолжает воздыматься, происходит частичный размыв раннеордовикских отложений. Затем в условиях жаркого и влажного климата в среднем и позднем ордовике в замкнутых лагунах происходит накопление пестроцветных терригенно-карбонатных отложений с прослоями гипса. На границе ордовика–силура произошло общее воздымание территории с частичным размывом ордовикских отложений. Затем, начиная с раннелландоверийского времени территория района опять начала прогибаться. Раннесилурийская трансгрессия привела к накоплению в нормальноморских условиях карбонатных отложений (меикская серия). Теплый климат способствовал развитию в мелководном бассейне нормальной солености многочисленных брахиопод, гастропод, конодонтов, кораллов. Активная гидродинамическая обстановка в условиях мелководного открытого шельфа привела к образованию главным образом детритовых известняков.

Осадочные отложения, соответствующие позднесилурийскому периоду, на территории листа Q-50 не известны. По всей видимости, условия обширного мелководного морского бассейна сохранялись и в это время, о чем свидетельствуют находки обломков пород с силурийской фауной в брекчиях некоторых кимберлитовых трубок, расположенных в Суханской впадине. Картируемая территория в позднем силуре представляла собой, вероятно, мелководный эпиконтинентальный бассейн лагунного типа с осадками пестроцвет-

ных аргиллитов и доломитов с остракодами и эвриптеридами засоленных лагун – гипсами и гипсоносными доломитами. На фоне общей регрессивной тенденции развития территории сульфатно-карбонатное и терригенно-карбонатное осадконакопление, вероятно, продолжалось до раннего девона. В начале раннего девона вследствие оживления тектонической деятельности на Сибирской платформе подавляющая часть картируемой территории превратилась в область денудации девонских и позднесилурийских отложений.

Девонский этап

Существенная перестройка структурного плана падает на средний палеозой.

На конец раннего девона приходится время заложения крупной внутриконтинентальной рифтовой системы, предопределившей впоследствии формирование Вилюйской синеклизы. С ним связано образование вилюйско-мархинского комплекса. В эйфельский век осадконакопление осуществлялось в мелководных лагунах с образованием пестроцветных алевролитов, мергелей и глинистых доломитов. В пределах Вилюйской синеклизы (тюкянская свита) с этими отложениями связаны проявления солей.

В позднехарьяюряхское время (живетский век) накапливались карбонатные илы с многочисленной и разнообразной бентосной фауной. Все это свидетельствует о том, что позднехарьяюряхское море было мелководным с нормальной соленостью вод. На рубеже позднеживетского и раннефранского веков западная часть Вилюйской синеклизы подверглась тектоническому воздыманию, приведшему к региональному перерыву в осадконакоплении.

Позднефранский век знаменуется очередным наступлением Верхоянского моря вследствие интенсивного опускания западной части Патомско-Вилюйской рифтогенной структуры. Растяжение и расколы по системе крупных разломов глубинного заложения северо-восточного простирания привели к возникновению серии грабенов. С северо-запада они ограничены Вилюйско-Мархинской зоной разломов. Глубокими протяженными трещинами была расколота и прилегающая часть Анабарской антеклизы, однако значительные смещения здесь не происходили. По разломам Вилюйско-Мархинской зоны внедрились многочисленные интрузии долеритов и протяженные дайки этих же пород. В среднем девоне произошло мощное излияние базальтовых лав, которые чередовались с кратковременными периодами накопления в обстановке обширной морской лагуны красноцветных, пестроцветных карбонатно-терригенных пород. Базальты покрывали огромные территории запада Патомско-Вилюйского рифта, изливаясь как в наземных, так и в подводных условиях. Структура грабенов определила большие колебания в мощности и сравнительные ограниченные площади распространения этих отложений.

Излияние лав, входящих в состав вилючанской свиты, происходило и позднее. Это время характеризуется крупной регрессией, в ходе которой значительно сокращается территория Вилюйского залива. Осадконакопление происходило в обстановке мелкого открытого морского залива с неоднородным рельефом дна и раздробленной низкими островами акваторией.

В позднем девоне активизировались также процессы щелочно-ультраосновного магматизма, вызвавшие образование многочисленных кимберлитовых трубок взрыва и даек, сгруппированных в двух высокоалмазоносных полях и двух полях с телами убогой алмазоносности. Внедрение кимберлитовых тел произошло, видимо, в фаменское время; они прорывали также существовавшие в этот период в районе области развития отложений силура и среднего девона.

Возникновение Накынского поля связывается обычно с Вилюйско-Мархинской зоной разломов северо-восточного простирания, некоторым из которых присвоен статус «кимберлитоконтролирующих». Расположение трех других полей: Верхне-Мунского, Чомурдахского и Севернейского, как считается, контролировалось гипотетической региональной Далдыно-Оленёкской зоной северо-восточного простирания, а кимберлитовых тел в пределах полей – кимберлитовмещающими тектоническими нарушениями более мелкого порядка; ориентировка их для Чомурдахского и Севернейского полей совпадает с направлением зоны, а для Верхнемунского поля – ортогональна ей.

На конец девона, а также большую часть карбона приходится очередной этап отступления моря и денудации. Он сопровождался пенепленизацией территории и формированием мощных латеритных кор выветривания в условиях влажного жаркого климата и интенсивного развития биоты. Осадки, относящиеся к этому времени, на площади листа не сохранились.

Каменноугольно-пермский этап

Эти эпохи на Сибирской платформе характеризовались в целом близкими условиями – континентальной обстановкой с влажным теплым климатом и широким развитием растительности. На это время приходится образование мощных зрелых кор выветривания, а также формирование характерных угленосных образований в заложившихся в это время впадинах. На северной половине площади листа Q-50 в это время, как и в предыдущий этап, осадки не накапливались. Здесь шли процессы эрозии и денудации, а коррелянтные отложения формировались только в южной части листа, в двух возникших в это время крупных отрицательных структурах – Тунгусской и Вилюйской синеклизах.

В позднем карбоне на северо-восточном борту Тунгусской синеклизы в условиях широкой речной долины формируются угленосно-терригенные отложения ботуобинской свиты, в ахтарандинское и боррулойское время сменившиеся пелитовыми и алевритовыми отложениями аккумулятивной озерно-аллювиальной низменности. Региональное поступление обломочного материала происходило в направлении с северо-запада на юго-восток. Преобладание в осадконакоплении привноса терригенного материала, развитие растительного покрова в условиях умеренно теплого климата, ослабленное тектоническое прогибание района – все это создавало благоприятные условия для угленакопления.

Вилюйская синеклиза (по крайней мере – ее северо-западная часть, входящая в границы листа Q-50) начала свое развитие, возможно, позже, чем Тунгусская, поскольку отложения каменноугольного возраста в этом районе

неизвестны. Видимо, здесь в это время был перерыв в осадконакоплении, возможно, сопровождавшийся неглубоким размывом. В пермскую эпоху Вилюйская синеклиза развивалась аналогично Тунгусской с накоплением угленосных терригенных осадков тогойдохской толщи в континентальных, возможно, прибрежно-морских условиях.

Триасовый этап

В северной половине площади листа в начале мезозоя сохранялись континентальные условия, унаследованные от пермской эпохи; на начало триаса приходится период очередного поднятия территории и проявления платформенного магматизма основного состава, который проявился только в ее юго-западной части – в пределах Тунгусской синеклизы. Магматические процессы активизировались в начале инда, в результате чего образовался комплекс вулканогенных и субвулканических интрузивных пород основного состава, пространственно ассоциирующий с областью развития продуктивных отложений карбона и перми. Вулканизм имел эксплозивный характер; формировались преимущественно толщи пирокластитов; туфогенно-осадочные и вулканомиктовые отложения развиты ограниченно. Чрезвычайно широкое распространение получил интрузивный магматизм. Был образован обширный комплекс пластовых тел, мощность которых достигала 160 м. Интрузии формировались в приповерхностных условиях, на глубинах в десятки – первые сотни метров и оказывали сильное термальное воздействие на вмещающие преимущественно туфогенные образования, образуя мощные зоны экзоконтактовых роговиков. Активность магматизма была высокой, но непродолжительной, заняв всего около 1 млн лет.

В Вилюйской синеклизе в это время осадки накапливались в условиях лагун, а затем в среднем–позднем триасе происходило накопление континентальных толщ преимущественно грубого песчаного состава с линзами конгломератов.

В северной половине площади листа на протяжении всей триасовой эпохи сохранялись континентальные условия, происходил размыв и формирование слаборасчлененной поверхности выравнивания. В это время были вскрыты сформированные в конце девона кимберлитовые тела, а их верхние кратерные части уничтожены. Глубина среза, судя по структуре кимберлитового комплекса, составила не менее 500–700 м. На пенепленизированной поверхности развивались коры выветривания, а на карстующихся карбонатных породах образовались поля карстовых полостей, заполнявшихся в пределах Накынского кимберлитового поля алмазоносным материалом (дьяхтарская толща); глубина их достигала 65 м.

Юрско-меловой этап

Следующий крупный этап геологического развития включает юрский и бóльшую часть мелового периода и характеризуется продолжающимся прогибанием в пределах Вилюйской синеклизы.

В Вилюйской синеклизе с данным этапом связаны неоднократные морские трансгрессии с востока. По юго-западной периферии Анабарской антеклизы

в раннеюрское время отлагались преимущественно континентальные отложения укугутской свиты, а затем песчано-глинистые морские отложения тюнгской свиты и преимущественно глинистые – сунтарской свиты. В пределах Вилюйской синеклизы в период геттанга–плинсбаха формировалась кызылсырская свита прибрежно-морского генезиса. Во второй половине ааленского века море покинуло территорию Вилюйской синеклизы и началось накопление континентальных песчаных осадков. До конца среднеюрской эпохи существовала пологая прибрежная равнина, где накапливались аллювиальные песчано-глинистые, слабоугленосные отложения. В позднеюрскую эпоху осадконакопление происходило на заболоченных и прибрежных равнинах. Сюда поступал преимущественно песчано-глинистый материал с большим количеством растительных остатков, главным образом древесных, что в условиях быстрого захоронения создавало благоприятные условия для углеобразования.

В меловое время произошла регрессия моря. Вместе с тем в пределах Вилюйской синеклизы продолжалось прогибание, и здесь накопились мощные толщи континентальных отложений. Территория в пределах Вилюйской синеклизы представляла собой низменную аллювиально-озерную равнину, открытую к востоку и неоднократно подвергавшуюся заболачиванию, когда на больших площадях образовывались торфяные болота. В альбское время накапливались в основном песчаные отложения опресненных бассейнов, дельт и русел рек, в меньшем количестве – алевритоглинистые образования затапливающихся пойм.

В раннем альбе, видимо, имели место неоднократные перерывы в осадконакоплении, весьма характерные для континентальных условий. Этим обусловлено появление в цементе пород заметного количества каолинита. С конца альба (до туронского времени) большая часть Вилюйской синеклизы представляла собой аллювиальную равнину с довольно быстро текущими реками, часто меняющими свои русла, так как косая слоистость в песках становится грубой и беспорядочно ориентированной, отмечаются внутриформационные размывы с образованием линз гравелитов. Заболачивание происходит на весьма ограниченных площадях, и торфяники развивались слабо; лишь в аграфеновской свите обнаружены маломощные линзы угля.

На остальной территории листа Q-50 отложения мелового возраста неизвестны.

Все последующее развитие региона характеризуется умеренными положительными движениями – поднятиями, охватывающими большие площади. На отдельных участках происходила ограниченная аккумуляция.

Кайнозойский этап

Палеогеографическая обстановка конца мелового периода без существенных изменений сохранялась в течение большей части палеогена. В это время вся территория представляла собой пенепленизированную равнину, в пределах которой при сохранившейся спокойной тектонической обстановке господствовали процессы денудационного выравнивания и корообразования. Индикатором эпохи выравнивания и корообразования служат отложения маспакынской толщи позднего эоцена – олигоцена, сохранившиеся в переот-

ложенном виде в карстовых депрессиях на водоразделе рек Оленёк и Муна. Глубокое химическое выветривание, вплоть до образования глин каолинового профиля, происходило в условиях тропического или субтропического теплого влажного климата, а продуктов кремнистых кор выветривания – силькретов – в аридном климате.

Конец миоцена знаменует этап глобальной (мессинской) регрессии Мирового океана. В миоцене–раннем плиоцене на всей Сибирской платформе активизируются восходящие движения, в силу которых происходили процессы расчленения древнего пенеплена и постепенного преобразования его в пологосклонную денудационную и эрозионно-денудационную равнину с незначительными врезами сформированных к этому времени речных долин. Вероятно, за этот период были размыты и переотложены образования кор выветривания и начался размыв юрских отложений в краевой части Сибирской платформы. В период от среднего миоцена до конца плиоцена климат изменялся от умеренного до континентального с колебаниями до резкоконтинентального.

В плиоцене–эоплейстоцене активизация движений по разломам Вилюйско-Мархинской зоны вызвала поднятие Сибирской платформы и, соответственно, усиление денудационных процессов. В пределах Вилюйской впадины образовалась обширная аллювиально-озерная низменность, где откладывались плохо сортированные аллювиальные, пролювиальные, а в локальных впадинах – озерные осадки ханчалинской свиты эоплейстоцена. Состав обломочного материала свиты свидетельствует о том, что размывался чехол юрских отложений, в меньшей степени – магматические породы Вилюйско-Мархинской зоны.

Денудационный этап продолжался до среднего неоплейстоцена. Общее поднятие охватило и Вилюйскую впадину, происходил размыв и переотложение галечников ханчалинской свиты и формирование высоких эрозионно-аккумулятивных террас (тустахской, пеледуйской, оручанской).

В конце среднего–начале позднего неоплейстоцена произошла последняя значительная морская (бореальная) трансгрессия, вызвавшая поднятие базиса эрозии и подтопление долины р. Лена. Отложения этого этапа – мавринская свита – распространены в пределах Вилюйской впадины. В долине р. Тюнг озерные отложения свиты перекрывают средненеоплейстоценовую тобольскую террасу (бестяхскую свиту). Кровля тобольской террасы повсеместно находится ниже или на уровне современного вреза и перекрыта более молодыми отложениями.

В раннемуруктинское время позднего неоплейстоцена на фоне общего похолодания произошло снижение уровня моря и началось формирование ледового комплекса (ЛК) – льдистых озерных и озерно-аллювиальных отложений. По последним данным, накопление ледового комплекса началось в позднемуруктинское время, с рубежа около 60 тыс. лет назад [312]. В позднем неоплейстоцене на фоне дифференцированных движений образуется лестница низких террас.

Начало голоцена в Арктике знаменуется потеплением климата (климатический оптимум голоцена). Начинается активное развитие ПЖЛ и термокарста с образованием озерных котловин и болотных массивов. Продолжаются активные и дифференцированные тектонические движения на всей террито-

рии, о чем свидетельствует строение речных долин и современного аллювия. Общее поднятие Сибирской платформы за неотектонический этап оценивается в 350 м, Вилюйской впадины – в 150 м.

Тектоническая активность в квартере и широкое распространение карбонатных пород предопределили развитие многочисленных и разнообразных форм карста.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа Q-50 расположена в пределах Среднесибирского плоскогорья и Центрально-Якутской низменности. Основная часть рек принадлежит к бассейну Лены, на севере листа – к бассейну р. Оленёк. Региональный водораздел этих бассейнов проходит через верховья р. Северная, притоков р. Муна и далее в западном направлении по водоразделу на левобережье р. Муна.

Заложение основных элементов современного структурного плана, вероятно, началось после палеоцен-эоценовой эпохи выравнивания. Дальнейшее развитие они получили в квартере в результате общего подъема территории и дифференцированных тектонических движений.

Среднесибирское плоскогорье **(I)** занимает бóльшую часть территории и имеет сложное строение, зависящее от литологии пород субстрата, наложенной четвертичной аккумуляции, интенсивности и направленности неотектонических движений. Амплитуда поднятия оценивается в 350–400 на западе и в 150 м на востоке. Плоскогорье снижается с северо-запада на юг и юго-восток от 480–500 до 280–300 м; с запада на юго-восток – от 600–660 до 260–280 м. Глубина расчленения рельефа от 200 до 100 м. В составе плоскогорья выделяются: Оленёкско-Мархинское ступенчатое плато (I-1), Эйкское равнинное плато (I-2), Мархинско-Тюнгская пологонаклонная расчлененная краевая область плато (I-3), Вилюйско-Мархинское пластово-трапповое высокое плато (I-4).

Оленёкско-Мархинское ступенчатое плато (I-1) в структурном отношении соответствует Анабаро-Оленёкской антеклизе и сформировано на субгоризонтально залегающих карбонатных породах кембрия в результате неотектонического поднятия и последующего расчленения палеоцен-эоценовой поверхности выравнивания. Плато понижается с запада на восток–юго-восток от 460 до 350 м в соответствии с погружением пород. Геоморфологический облик плато определяет денудационно-конструктурный тип рельефа, обусловленный литоморфной препарировкой нижнепалеозойских карбонатных толщ. Характерны крутые и средней крутизны ступенчатые склоны, асимметричные глубоко врезанные долины с V-образным поперечным профилем.

Эйкское равнинное плато (I-2) выделяется к юго-востоку от ступенчатого Оленёкско-Мархинского плато и является относительно опущенной частью Анабаро-Оленёкской антеклизы. Плато отличается исключительной выровненностью поверхностей водоразделов с отметками от 300 до 350 м. На водоразделах сохранились остатки юрских отложений, по большей части перекрытые средне-верхнеплейстоценовыми полигенными образованиями эйкской свиты. Для плато характерен рельеф комплексной денудации и аккуму-

лятивный криогенный рельеф. Долины широкие заболоченные, склоны выположены. В приграничной части с Мархинско-Тюнгской областью долины рек Тюкян, Сред. и Мал. Салакут характеризуются эрозионным рельефом. Вероятно, это связано с современными активными движениями по разломам Вилюйско-Мархинской зоны.

Мархинско-Тюнгская пологонаклонная расчлененная краевая область плато (I-3) выработана на рыхлых юрских отложениях, выделяется к юго-востоку от Эйкского плато и коррелирует с Вилюйско-Мархинской тектонической зоной в области максимального сгущения разломов. В структуре чехла – это система ступенчатых сбросов, отделяющих Вилюйскую равнину от Среднесибирского плато. По геолого-геофизическим данным в структуре палеозойско-мезозойского чехла выделяются малоамплитудные брахиформные складки и крутые, вплоть до вертикального залегания пород в зонах разломов. Характеризуется денудационно-конструктурным типом рельефа, который отличается дифференцированностью, повышенной расчлененностью долинами притоков и глубоким врезом основных рек.

Вилюйско-Мархинское пластово-трапповое высокое плато (I-4) располагается в юго-западной части территории в области развития магматизма основного состава и соответствует в южной части Тунгуской синеклизе, а к северу от долины р. Моркока – Анабаро-Оленёкской антеклизе. В южной части характер рельефа определяют многочисленные пластовые интрузии, бронирующие водоразделы, в межпластовых понижениях вскрываются пермские и юрские отложения. В северной части преобладает денудационно-конструктурный рельеф ступенчатого плато на нижнепалеозойских карбонатных отложениях, отдельные интрузии занимают вершины водоразделов.

Вилюйская аккумулятивная расчлененная равнина (II-1) является частью ***Центрально-Якутской низменности* (II)**, соответствует Вилюйской синеклизе. Северо-западная граница Вилюйской равнины хорошо выражена в рельефе и приурочена к долинам рек Чимидикян, Тюнг, Тюкян, Орготтоох, Накын и Мархa. К юго-востоку от этой границы меняется рельеф водоразделов и характер эрозионного расчленения. Направление основных водотоков субмеридиональное, в отличие от северо-западного, северо-восточного и субширотного, характерного для Среднесибирского плоскогорья. Рельеф комплексной денудации выработан на терригенных породах мезозоя, перекрытых эоплейстоценовыми и верхненеоплейстоценовыми аллювиально-озерными отложениями с наложенными криогенными формами.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

На площади листа распространены денудационная и аккумулятивная группы рельефа.

Денудационная группа

Эрозионный тип рельефа

Эрозионный тип рельефа (1 – Q_{III-H}) в той или иной степени характерен для всех речных долин, пересекающих Среднесибирское плато. Общее поднятие

Среднесибирского плато в новейшее время, осложненное дифференцированными подвижками, сопровождалось повсеместным, но различным по интенсивности врезом. Поэтому в морфологии речных долин есть как общие черты строения, так и весьма существенные различия. На отдельных отрезках в долинах выделяется лестница неоплейстоценовых террас, пойменный и русловой аллювий. Такие долины отнесены к флювиальному аккумулятивному типу рельефа.

Реки с ярко выраженным эрозионным типом имеют глубоко врезанные, крутосклонные, каньонообразные долины, характеризующиеся преобладанием вреза и выноса материала над аккумуляцией (реки Марха, Моркока, Тюнг, Арга-Тюнг, Чимидикян, Хання, Тюнгкян). Невыработанность продольного профиля русла обусловливает наличие многочисленных перекатов, порогов и врезанных меандр. Резко суженые участки обычно имеют симметричные крутые отвесные борта (высотой от 60–70 м до 130–160 м); террасы развиты узкой полосой или вовсе отсутствуют; днище занято руслом с незначительной мощностью аллювия, в составе которого преобладает щебенка местных пород. Часто встречаются отрезки с коренным ложем, лишенным руслового аллювия.

В пределах пластово-траппового плато для рек (Моркока, Моркока-Мархарата, Мархара) также характерны каньонообразные и V-образные долины, имеющие крутые коренные борта высотой до 130–140 м (р. Моркока), цокольные бечевники, в руслах рек – пороги. Продольный профиль рек невыработан – крутой и ступенчатый. Эрозионно-аккумулятивные террасы развиты только на крутых изгибах-излучинах.

Наиболее интенсивно эрозионными долинами расчленена краевая зона Среднесибирского плато, которая характеризуется большей тектонической подвижностью и дифференцированностью рельефа. Глубина вреза долин краевой зоны: р. Тюнг 70–80 м, р. Чимидикян 60–70 м, р. Тюнгкян 30–50 м, р. Марха 140–170 м.

Большинство исследователей подчеркивают связь речной сети с дизъюнктивной тектоникой. Как правило, направление долин совпадает с направлениями трещиноватости в коренных породах. Крупные реки отражают направление основных структур – глубинных разломов, крупных флексур или тектонически ослабленных зон, а мелкие реки связаны преимущественно со второстепенными ослабленными зонами.

Рельеф комплексной денудации

Пологоволнистая и плоскохолмистая поверхность на моноклинально залегающих терригенных породах юры и мела с наложенной аккумуляцией четвертичного возраста (2 – Q_{I-H}). Абс. отм. 180–240 м. Вилюйская расчлененная аккумулятивная равнина является областью крупного внутриматерикового прогиба – Центрально-Якутской низменности, переработанного денудацией и расчлененного эрозией. Водоразделы широкие, имеют плоскую слабоволнистую поверхность. На западе впадины водоразделы покрыты маломощными аллювиально-озерными отложениями ханчалинской свиты. В восточной части преобладают элювиально-делювиальные образования, их состав зависит от состава подстилающих мезозойских отложений. На юго-востоке на водоразделах развиты криогенные образования муруктинско-сартанского возраста.

Строение речной сети зависит от геологических и тектонических условий в разных частях впадины. Западной границей Вилюйской впадины от устья р. Накын и до южной рамки листа служит долина р. Марха, которая на этом отрезке резко асимметрична. Правый берег выше левого, вдоль долины развиты зрозионные уступы в коренных породах. На левом берегу выделяются широкие эрозионные террасы нижнего–верхнего неоплейстоцена. Долины рек Конончан, Чильли, Ике и Тюкян широкие, пологие, не глубоко врезанные (до 20–30 м), имеют трапецевидную форму, как правило, асимметричны. На реках Чильли и Ике левый склон круче правого, на р. Тюкян – правый склон значительно круче левого, интенсивно расчленен деллями, эрозионными ложбинами. Днища широкие, заболоченные, русла свободно меандрируют по широкому днищу, образуя старицы, озера, формируются косы и намывные острова. Таким образом, на этой территории аккумуляция преобладает над эрозией.

Долина р. Тюнг имеет более сложное строение. Глубина вреза долины достигает 80–100 м, продольный профиль не выработан, борта расчленены мелкими притоками и сформированы в мезозойских породах. Русло образует крупные врезанные меандры, что свидетельствует о преобладании глубинной эрозии. Правый склон долины против выпуклой стороны меандр крутой, левый пологий. Крутые склоны расчленены эрозионными ложбинами, покрыты осыпями коренных пород, пологие осложнены четко выраженными эрозионными уступами. Вероятно, долина р. Тюнг маркирует активную неотектоническую зону.

В северной части Вилюйской впадины, на границе со Среднесибирским плоскогорьем развита система плоскодонных, в плане ельчатых и дендритовидных долин. Заметное развитие получают висячие лога, сквозные долины и речные перехваты, свидетельствующие о поднятии этого района.

Плоское плато, выработанное на субгоризонтально залегающих карбонатных породах кембрия и юры с наложенной аккумуляцией четвертичного возраста (3 – Q_{II-H}). Абс. отм. 300–350 м. Этот тип рельефа характерен для Эйкского плато, занимающего водоразделы рек Муна, Тюнг, Тюкян, Ханя, Чимидикян. Поверхность выработана на терригенно-карбонатных породах кембрия с останцами рыхлых отложений нижней юры, перекрыты на водоразделах криогенными образованиями эйкской свиты верхнего неоплейстоцена. Абс. отм. их варьируют от 300 до 350 м. Подошва базальных горизонтов морской юры и плоская поверхность водоразделов составляют единую поверхность, погружающуюся с северо-запада на юго-восток.

Водоразделы рек Тюнг, Тюкян, Тюнгкян и др. представляют собой части плоского единого плато, слабо наклоненного на юго-восток. Водораздел рек Тюкян и Тюнгкян при ширине 40–60 км, имеет абс. отм. 300–315 м. Плато на междуречье Тюнг–Тюнгкян отличаются значительно большей расчлененностью и отсутствием озер. На поверхности водораздела Андай–Ханя шириной 10–30 км относителъные отметки меняются на 20 м; на междуречье Ханя–Тюнг – на 10–12 м.

Наблюдается слабая волнистость поверхности плато. Наибольшей выровненностью поверхности отличается центральная часть в районе оз. Эйик, в междуречье Тюкян–Тюнгкян. Положительными формами рельефа, нарушающими равнинность поверхности, являются останцы среднепалеозойских

базальтов, траппов на водоразделе рек Хання–Андай, оз. Эйик–р. Тюкян. Они морфологически проявляются в виде увалов неправильной формы с резко выраженной подошвой, поверхности их плоские. Отмечаются останцы, возвышающиеся на 100–130 м. Плоские водоразделы сильно заболочены, на них наблюдается множество мелких озер. Верховья рек слабо врезаны. Долины их очень широкие, днища заболочены. Склоны равнины очень пологие, сопряжение их с водоразделом почти не заметно. Преобладает плоскостной смыв, широкое развитие деллей на склонах придает им струйчатый вид.

Денудационные формы рельефа развиты в краевых частях равнинного плато и характерны для склонов водоразделов и долин рек, выработанных в нижнепалеозойских породах. Плоские поверхности водоразделов переходят в нижней части в более крутые, а в некоторых местах – в отвесные скалистые обрывы, ограничивающие современное русло рек (Хання, Тюнгкян, Тюнг, Тюкян). Глубина вреза рек Хання и Тюкян – 50–60 м, ширина долин – около 2 км, дно долины – от нескольких десятков до 300 м. Глубина вреза р. Тюнг достигает 80–90 м. Склоны осложнены денудационными уступами, крутизна их сглажена делювиальными отложениями. Аккумулятивно-эрозионные террасы развиты слабо в виде небольших разобщенных участков в излучинах рек. Пойма и высокая пойма прослеживаются по всем этим долинам, но их ширина и мощность аллювия меняется в широких пределах.

Денудационно-конструктурный тип рельефа

Пологохолмистая расчлененная поверхность на моноклинально залегающих и дислоцированных терригенных породах юры и нижнего палеозоя (4 – Q_{I-H}). Абс. отм. 250–300 м. Водоразделы перекрыты рыхлыми юрскими терригенными отложениями, на которых сформирован полого-холмистый рельеф, в глубоких врезах на склонах развит ступенчатый рельеф на кембрийских карбонатных породах.

К северо-востоку от долины р. Марха развит полого-холмистый рельеф, характерный для рыхлых юрских пород, перекрывающих водоразделы. Поверхность слабо наклонена к юго-востоку и густо расчленена многочисленными речными относительно слабо врезанными речными долинами, образующими густую древовидную сеть.

Реки, врезанные в кембрийские отложения, характеризуются эрозионным типом рельефа (Тюнг, Чимидикян, Тюнгкян и др.), отличаются глубоким врезом. На крутых склонах – четко выраженные структурные уступы. Глубина вреза долин краевой зоны: р. Тюнг 70–80 м; р. Чимидикян 60–70 м; р. Тюнгкян 30–50 м; р. Марха 70–140 м. Значительное врезание рек окраины Среднесибирского плато привело здесь к развитию глубоко врезанной, более густой разветвленной речной сети (реки Салакуты, Дяндукан, Тенгкелях и др.).

К западу от долины р. Марха полого-холмистые водоразделы сложены юрскими отложениями, расчленены относительно густой и неглубоко врезанной речной сетью. По бортам долин и в руслах вскрываются породы ордовика. Дно долин плоское, широкое, подчас заболоченное. Русло выражено слабо и иногда представляет собой цепочку озеровидных расширений. Доли-

ны мелких рек, ориентированные в меридиональном направлении, как правило, асимметричны, всегда более крутым бывает восточный склон.

Плосковершинное, слабоволнистое плато, бронированное пластовыми интрузиями основного состава триасового возраста (5 – Q_{III-H}) выработано в области развития пластовых и секущих интрузий основного состава.

В западной части площади интрузии образуют крупные массивы, а в восточной и северной – разрозненные маломощные останцы. Высотные отметки водораздельных поверхностей плато понижаются с северо-запада на юго-восток от 670 м до 360–450 м в западной и центральной частях и до 290–260 м на юго-востоке площади. Контуры трапповых массивов четкие, представлены в основном уступами – благодаря чему прекрасно дешифрируются на МАКС.

Водораздельные площадки представляют собой сложное сочетание пологих гряд, холмов, контрастных вершин и гребней, разделенных ложбинами и впадинами различной конфигурации. Имеются прямолинейные формы рельефа – борозды, подчеркивающие зоны трещиноватости. В ложбинах и впадинах развиты плоские болотистые низины, часто с термокарстовыми озерами. Межостанцовые долины приурочены к зонам трещиноватости, имеют значительную глубину, заполнены аллювиальными, делювиальными и озерно-болотными осадками. В центральной части в межтрапповых окнах имеются крупные озера – Сюгдер, Иесердях и др. Предполагается, что озера образовались в карстовых депрессиях.

В северной части плато с редкими интрузиями развит рельеф ступенчатого плато, выработанного на карбонатных породах нижнего палеозоя.

Крутые, обрывистые склоны плато, бронированного пластовыми интрузиями (6 – Q_{III-H}). Уступы крутые – от 60–70° до субвертикальных, высотой до 20–35 м, часто с развалами глыб вдоль подошвы.

Плоскохолмистые поверхности водоразделов и склоны, сложенные нижнепалеозойскими и пермскими отложениями в основании пластовых интрузий и межпластовых депрессий, выполненных юрскими отложениями (7 – Q_{III-H}). Этот рельеф развит в южной и юго-восточной частях плато. Плоскохолмистые поверхности характеризуются широким развитием мелких форм рельефа – заболоченных понижений, холмов, слабовыраженных гряд, расчленены долинами мелких водотоков, с широкими заболоченными долинами.

Пологоволнистое и грядово-увалистое глубокорасчлененное ступенчатое плато, выработанное на субгоризонтально и моноклинально залегающих карбонатных породах нижнего палеозоя (8 – Q_{I-H}). Абс. отм. 350–470 м. Пологоволнистые водоразделы широкие – до 4–6 км, с широкими понижениями в виде сквозных долин и низкими плоскими холмами с пологими склонами и мелкими структурно-денудационными уступами. Поверхность местами сильно заболочена, развиты термокарстовые западины, бугры пучения, полигональные грунты. Грядово-увалистые поверхности водоразделов имеют значительную протяженность, ширина их не превышает 1–1,5 км. Вершины увалов слабовыпуклые, криогенные формы рельефа не характерны.

Резко выраженные ступенчатые склоны и денудационные уступы на них обусловлены горизонтальным залеганием и ритмичным чередованием слоев и пачек пород нижнего палеозоя разной степени устойчивости к денудации.

Высота уступов – от 1 до 7 м, они чередуются с полого-наклонными площадками шириной от десятков до сотен метров. На пологих склонах проявлены солифлюкционные процессы с образованием мелких солифлюкционных террас.

Реки, дренирующие плато, характеризуются глубоким врезом, невыработанностью продольного профиля. Отмечается связь с тектоникой – совпадает простирание долин и трещиноватости в коренных породах. Долины крупных рек ориентированы по простиранию пород, а их притоков – вкрест.

Максимальная глубина вреза у р. Оленёк – 200–240 м, ее притоки – реки Бэкэ, Орловка, Улахан-Мяк и др. также отличаются значительной глубиной вреза – от 100 до 250 м. Река Муна в верхнем течении врезана на 100–120 м, на востоке листа врез достигает 250 м, р. Тюнг – 60–90 м, р. Эекит – 60–80 м, р. Арга-Тюнг – 40–60 м, р. Хання – 80–100 м.

Большая часть долин имеет асимметричный поперечный профиль, крутой берег обрывистый, со структурными уступами, на пологом берегу и в излучинах фрагментарно развиты террасы. Три верхненеоплейстоценовые надпойменные террасы выделяются только в долине р. Оленёк и ее притока – р. Бэкэ. Высокие нижне- и средненеоплейстоценовые цокольные террасы выделяются на локальных площадках, как правило, сильно разрушены, мощность аллювия минимальна, чаще он вовсе отсутствует. Долины мелких рек и верховья крупных рек слабо разработаны, продольный профиль не выработан, характеризуются небольшой глубиной вреза, пологими склонами и лоткообразным поперечным профилем. Днища часто заболочены, русла отсутствуют.

Аккумулятивная группа

Аккумулятивный рельеф на исследованной территории развит повсеместно и подразделяется в зависимости от преобладания того или иного рельефообразующего фактора, на следующие главные генетические типы: флювиальный, бассейновый и криогенный.

Флювиальная подгруппа

Аллювиальный тип рельефа

Аллювиальный рельеф сформирован в речных долинах разновозрастными образованиями. Возраст аллювиального рельефа определяется возрастом осадков, слагающих данные поверхности.

Аллювиальные аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные плоские мелкобугристые поверхности террас и русла (9 – Q_{I-H}). Аллювиальные аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные террасы включают поздненеоплейстоцен-голоценовый комплекс: пойму, первую, вторую и третью надпойменные террасы и высокие нижне- и средненеоплейстоценовые террасы.

Комплекс террас и соответствующие формы рельефа наиболее развиты в пределах Вилюйской аккумулятивной равнины. На плато аллювиальный рельеф развит фрагментарно.

В долинах большинства крупных рек плато прослеживается пойма, ограниченная уступом с хорошо выраженной бровкой. Поверхность мелкобугри-

стая, покрыта старичными и термокарстовыми озерами, заболочена, часто носит следы блуждания русла, местами наблюдаются хорошо сохранившиеся прирусловые валы. В основании пойменного аллювия часто вскрываются коренные породы. Относительная высота высокой поймы 2–5 м, низкой – 0,5–2,0 м, ширина 0,3–2,0 км. В руслах развиты песчано-галечные и галечниково-щебнистые острова и косы.

Первая надпойменная терраса выделяется в долинах рек Бэкэ, Орловка, в излучинах р. Оленёк, по левому склону долины рек Муна и Улах-Муна, на других реках терраса распространена фрагментарно. Терраса в нижнем течении р. Муна аккумулятивная, в верхнем – цокольная, на других реках отмечаются как аккумулятивные, так и цокольные террасы. Бровка и уступ на отдельных участках выражены довольно хорошо. Тыловой шов в рельефе не выражен. Поверхность террасы ровная, наклоненная в сторону реки, изрезана деллями, встречаются заболоченные понижения и термокарстовые западины. Высота ее колеблется от 8 до 20 м, ширина достигает 2 км.

Вторая надпойменная терраса выделяется в излучинах р. Оленёк, по левому берегу р. Бэкэ и в долине р. Муна. Терраса часто размыта и морфологически выражена плохо. Бровка и уступ прослеживаются на локальных участках, тыловой шов перекрыт делювием. Поверхность имеет бугристо-западинный микрорельеф, наклонена к руслу и составляет единую поверхность с первой террасой без видимых перегибов склона, что затрудняет их разделение. Высота террасы – от 15 до 30 м.

Третья надпойменная терраса прослеживается вдоль всего левого склона р. Бэкэ и в излучинах р. Оленёк. Бровка и тыловой шов в рельефе не выражены. Поверхность террасы осложнена мелкими термокарстовыми западинами, буграми морозного пучения, расчленена густой сетью деллей, наклонена к руслу и постепенно сливается с поверхностью второй террасы. Ширина террасы – 0,3–1,0 км, относительная высота – 35–45 м.

Высокие террасы: оручанская и пеледуйская выделяются на небольших локальных площадках в долинах рек Муна, Северная и Тюнг и приурочены к излучинам, в рельефе выражены очень плохо из-за мощного делювиального шлейфа, покрывающего всю террасу. Относительная высота – 40–45 м.

Аккумулятивные аллювиальные формы рельефа в пределах Вилюйской равнины выделяются в долинах всех крупных рек – Конончан, Ике, Чильли, Тюкян, Тюнг и на левобережье р. Мархa. По всем этим долинам прослеживаются первая и вторая, а в долине рек Тюкян и Тюнг – третья надпойменные террасы. Долина р. Тюнг наиболее крупная и глубоко врезанная (80–100 м). Ширина днища – 6–10 км. Русло образует крупные врезанные меандры, что свидетельствует о преобладании глубинной эрозии. Пойма шириной до 6 км протягивается по обеим сторонам русла. Поверхность поймы изобилует старицами и озерами. Высота пойменного уступа – 3–8 м. Первая надпойменная терраса высотой 8–15 м развита на левобережье. Вторая надпойменная терраса высотой 15–25 м также прослеживается на левобережье на протяжении до 20–25 км при ширине 2–5 км. Она плоская, очень полого опускается к руслу реки. Тыловой шов террасы упирается в низкий (менее 10 м), но хорошо выраженный коренной склон. Бровка террасы также выражена отчетливо, нередко имеет вид эрозионного уступа высотой до 3–5 м. На плоской кочко-

вато-бугристой поверхности террасы иногда имеются небольшие мочажины, морозобойные трещины. Аккумулятивная поверхность третьей террасы выделяется по р. Тюкян ниже устья руч. Макыр. Площадка террасы небольшая (до 10 км^2), наклоненная к руслу. Относительная высота террасы – 30–35 м. Поверхность неровная, кочковатая, с сетью морозобойных трещин, покрыта лиственницей и кустарниками.

Долины рек Ике и Чильли имеют пологокорытообразный поперечный профиль, неглубокий врез – 20–30 м. Русла слабо врезаны в собственные отложения, преобладает боковая эрозия. Первая надпойменная терраса аккумулятивная, имеет вид слабоволнистой площадки, постепенно сливающейся с поймой, высота – 8–15 м. Вторая надпойменная терраса аккумулятивная представляет собой полого наклоненную к реке площадку шириной до 3 км с хорошо выраженной бровкой. Тыловой шов выражен плохо, поверхность террасы постепенно переходит в склон водораздела.

В долине р. Мархa аккумулятивный рельеф развит на левом берегу. Пойма занимает все днище долины, ее ширина меняется от 10 м до 5 км в Энердекской излучине. Склон поймы крутой, бровка и тыловой шов выражены четко. В Энердекской излучине пойма имеет высокий – до 10 м – уступ со ступенчатым профилем. Поверхность поймы плоская, кочковатая, мшистая, заболоченная с большим количеством озер.

Первая надпойменная терраса цокольная, высотой до 20 м, шириной до 6–7 км, тыловой шов и бровка выражены четко. Изредка ограничена от поймы эрозионным уступом высотой 1,5–2,0 м. Поверхность ровная, имеет незначительный уклон к руслу, заболоченная, с большим количеством термокарстовых озер и аласов.

Вторая надпойменная терраса выделяется на правой стороне долины в районе Энердекской излучины, высота – 24–37 м. Площадка плоская, слабо наклонена к руслу, обычно густо залесена, осложнена мелкобугристым рельефом и эрозионными уступами. Переход к поверхности первой террасы постепенный, иногда наблюдается невысокий – около 1 м – уступ бровки.

Третья терраса распространена фрагментарно, высота – 38–50 м. Развитые формы рельефа характерны как для высоких террас, так и низких, линейного распространения. Наряду с мелкобугорчатостью отмечаются термокарстовые западины, делли, заболоченные участки и даже плосковерхие холмы.

Высокие террасы оручанская, пелелуйская и тустахская расчленяются и выделяются по высотным отметкам поверхности. При этом отмечаются плавные, малозаметные переходы между поверхностями, а также постепенный переход террасовых уровней к «водораздельным галечникам» и сходство рельефа всех этих поверхностей. Характерен пологоволнистый и плоскохолмистый рельеф, с уклоном с севера–северо-востока на юго-юго-запад в сторону Мархи. Своеобразной чертой является широкое развитие плосковерхих холмов 15–20 м в плане, высотой 1,5–2,0 м. Расстояние между холмами – 2–5 м. На их вершинах отмечаются высыпки гальки, в промежутках – густые заросли багульника. Поля этого рельефа часто обрамляются эрозионными уступами высотой до 4 м, протяженностью до 2 км. В центральных частях эти поверхности осложнены термокарстовыми западинами.

Бассейновая подгруппа

Озерный тип рельефа

Плоские поверхности с термокарстовыми формами рельефа (10 – Q_{II-H}) сформированы на озерных отложениях мавринской свиты, для которых характерна повышенная льдистость в верхних илисто-суглинистых частях разреза. Свита широко распространена в долине р. Тюнг. Абс. отм. поверхности – 170–195 м. Аккумулятивный рельеф отличается крайней выположенностью с многочисленными болотами, мочажинами и термокарстовыми озерами. Поверхность кочковатая, покрыта кустарником, травой и чахлым лиственничным лесом.

Фитогенный тип рельефа

Плоские и слабовогнутые мелкобугристые поверхности (11 – Q_H) характерны для озерно-болотных, аллювиально-озерно-болотных осадков. Широко развит к западу от долины р. Мархa, приурочен к долинам с пологими склонами в поле развития юрских отложений и к котловинам и долинообразным понижениям, ограниченным траппами. На Эйкском плато развит в верховьях рек и в долинах мелких притоков на водоразделе рек Тюнг и Тюкян.

Озерно-аллювиальный тип рельефа

Выположенная мелкобугристая поверхность (12 – Q_{I-H}) развита на глинисто-песчаных с гравием озерно-аллювиальных отложениях пеледуйской свиты. Этот рельеф наиболее полно сохранился по левобережью Тюнга (бассейн рек Куду, Мастах, Арга-Хоргоччума). На Тюнг-Тюкянском междуречье он сильно разрушен эрозией позднего неоплейстоцена. На отдельных участках мелкобугристый рельеф с относительно небольшими моховыми болотами частично погребен сильнольдистыми глинисто-илистыми покровными образованиями с наложенными криогенными формами на их поверхности: мочажинами, термокарстовыми озерами, булгунняхами, морозобойными трещинами.

Пологоволнистая и плоскохолмистая расчлененная равнина (13 – Q_{E-H}) выработана на терригенных образованиях ханчалинской свиты. Широкие, слабоволнистые водоразделы, в краевых частях интенсивно расчленены речными долинами. Бровки водоразделов резко выражены. В центральных частях междуречий рельеф совершенно плоский, с округлыми термокарстовыми западинами, занятыми озерами или болотами. Термокарстовые формы характерны для слабодренируемых участков, на которых развиты глины и суглинки. На хорошо дренируемых участках, сложенных галечниками, широко развиты полигональные грунты, представляющие собой плоские холмы, разделенные трещинами глубиной до 1 м.

Криогенная подгруппа

Термокарстовый тип рельефа

Плоская заболоченная и заозеренная равнина (14 – Q_{II-H}) формируются в пределах Среднесибирского плато на полигенетических илисто-глинистых

образованиях эйкской свиты. На территории Вилюйской равнины этот тип рельефа развит на илисто-глинистых с примесью песка образованиях муруктинско-сартанского возраста.

Поверхность, перекрытая маломощными эйкскими образованиями, отличается исключительной выровненностью, относительные превышения на водоразделах составляют 10–20 м. В настоящее время на плоских водоразделах формируются криогенные формы рельефа: многочисленные западины диаметром 10–50 м, округлые озерные впадины диаметром 200–400 м (реже до 1–2,0 км) бугры пучения. Сильная заболоченность обусловлена преимущественно глинистым составом эйкской свиты, слабым наклоном поверхности и отсутствием стока. Реки врезаны слабо, характерны широкие заболоченные долины. Особенно сильной заболоченностью и большим количеством озер отличается район оз. Эйик, приуроченный к центральной части недренируемых водоразделов. Равнина вокруг оз. Эйик крайне слабо расчленена, реки берут начало из водораздельных болот. Склоны равнины очень пологие, сопряжение их с водоразделом почти незаметно.

Муруктинско-сартанские криогенно-эоловые покровы приурочены к водоразделам рек Конончан, Чильли, Тюкян и Тюнг. Водораздельные поверхности незначительно наклонены к юго-востоку, относительные превышения составляют 10–20 м. Характерными формами рельефа являются болотные массивы, термокарстовые западины, озерные котловины, бугры пучения. Особенно много крупных озер развито на водоразделе рек Тюкян и Тюнг, их диаметр достигает 2–5 км, вдоль берегов прослеживаются береговые валы, сложенные торфом до 1,5–2,0 м высотой. Многие котловины дренируются ручьями. Отмечаются микро- и мезоформы, обусловленные криогенными процессами – морозо-бойные трещины и полигоны.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

В доюрское время в пределах Среднесибирского плоскогорья сформировалась выровненная денудационная поверхность, которая впоследствии была перекрыта морскими юрскими отложениями. Откопанные фрагменты доюрской поверхности выравнивания предполагаются на Эйкском плато в основании отложений эйкской свиты. За неотектонический этап на фоне общего поднятия и дифференцированных тектонических движений поверхность была существенно видоизменена эрозионными, денудационными, а также аккумулятивными процессами.

Для палеогена характерна обстановка выравнивания и корообразования, переотложенные реликты коры выветривания этого периода установлены на междуречье Марха–Тюнг. Вероятно, Среднесибирское плоскогорье и Вилюйская равнина в этот период представляли собой единую выровненную пологонаклонную равнину. В составе растительности присутствует хвойно-широколиственная листопадная тургайская флора, с элементами субтропической флоры.

В миоцене на Сибирской платформенной равнине понижение базиса эрозии вызвало расчленение древнего пенеплена. Образовалась денудационная равнина с незначительными врезами речных долин. В миоцене существовала доста-

точно богатая лесная растительность тургайского типа с господством семейств сосновых и березовых, со значительным участием широколиственных растений, с присутствием растений, тяготеющих к субтропическим ценозам.

В период от среднего миоцена до конца плиоцена климат изменялся от умеренного до континентального с колебаниями до резко континентального. Происходило обеднение тургайской флоры до полнейшей ее деградации и формирование новых флор типа таежных с преимущественным развитием темной и светлохвойной тайги.

Активизация тектонических движений, начавшаяся в плиоцене–эоплейстоцене и продолжавшаяся до середины среднего неоплейстоцена знаменует этап денудационного развития региона. На всей территории плоскогорья происходило расчленение поверхностей выравнивания предыдущих геологических эпох, формирование новых генераций врезов и, как следствие, значительная перестройка долинной сети. К этому времени относится заложение крупных речных долин в пределах Среднесибирского плоскогорья, где преобладала глубинная эрозия, в результате которой образовались глубокие V-образные долины и крупноувалистый рельеф.

Дифференцированный характер неотектонических движений приводит к четкому обособлению двух геоморфологических областей: Вилюйской равнины и Среднесибирского плоскогорья. В пределах плоскогорья преобладали денудационно-эрозионные процессы, равнина была областью аккумуляции. В эоплейстоцене на Вилюйской равнине в обстановке озерно-аллювиальной равнины накапливались отложения ханчалинской свиты и формировался аккумулятивный рельеф. В раннем неоплейстоцене на Вилюйской равнине на фоне общего поднятия и дифференцированных движений формируются высокие эрозионно-аккумулятивные террасы (тустахская, пеледуйская, оручанская), которые в долине р. Марха имеют значительное площадное распространение и мощности. На плоскогорье эти террасы маломощны и локальны.

Интенсивное врезание гидросети на плоскогорье протекало до начала тобольского времени среднего плейстоцена. На Вилюйской равнине в долине р. Тюнг в тобольское время накапливались аллювиальные и аллювиально-лимнические осадки бестяхской свиты.

Наблюдающиеся в начале квартера сомкнутые леса лиственнично-сосново-березового с примесью ели, с малым количеством трав, с зеленомошниково-сфагново-плауновой споровой группой к концу периода (средний неоплейстоцен) сменились крайне ксерофитизированными безлесными травянистыми остепненными ассоциациями. Климат этого времени характеризовался как крайне сухой, резко континентальный.

В конце среднего – начале позднего неоплейстоцена бореальная казанцевская трансгрессия вызвала подтопление долины р. Лена, и на значительных территориях Вилюйской равнины происходило накопление бассейновых (озерных) песчанистых осадков мавринской свиты. Они образуют аккумулятивный рельеф на правобережье р. Тюнг.

Казанцевское время характеризуется расселением на территории достаточно сомкнутых сосново-лиственнично-березовых лесов с преобладанием сосны обыкновенной, со значительным участием лиственницы и берез, с лес-

ными видами плаунов, с настоящими папоротниками. Климат был континентальный, довольно влажный.

К концу казанцевского – началу муруктинского времени происходит деградация бореального бассейна и активизация тектонических движений. Начинается новый денудационно-эрозионный этап. На плоскогорье происходит врезание гидросети и формирование третье террасы на локальных участках в местах расширения долин. На Вилюйской равнине на фоне общего поднятия территории также активизировались денудационные процессы: размываются осадки ханчалинской свиты и высоких террас, формируются долины рек, расчленяются водоразделы.

К муруктинскому времени относят начало формирования ледового комплекса, продолжавшегося до голоценового оптимума. В этот период происходит образование полигенной эйкской свиты в пределах относительно стабильной части плоскогорья – Эйкского плато и лессоидов на юго-востоке Вилюйской равнины.

Для муруктинского времени характерен «травянистый» спектр растительности, означающий максимальное обезлесивание территорий в условиях сухого, резко континентального климата.

С каргинского времени по голоцен формируются низкие (вторая и первая пойменные) террасы. На Среднесибирском плоскогорье большинство террас цокольные, что свидетельствует о тектонической активности территории.

Потепление климата в конце позднего неоплейстоцена активизировало развитие термокарстовых процессов, особенно оживившихся в начале голоцена, в период его термического оптимума. На льдистых озерных и озерно-болотных отложениях формируется криогенный термокарстовый рельеф.

На современном этапе для региона характерно проявление дифференцированных движений на фоне общего подъема, что обусловило развитие денудационных и эрозионных форм рельефа на большей части территории. На размещение и обогащение современных аллювиальных россыпей алмазов значительное влияние оказывали неотектонические структуры, на фоне восходящих тектонических движений происходило формирование россыпей за счет размыва как промежуточных коллекторов, так и коренных источников.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Основным видом полезных ископаемых, определяющим экономический потенциал площади листа Q-50, являются алмазы в Накынском и Верхнемунском кимберлитовых полях, где выявлены и успешно разрабатываются месторождения в коренных породах и в связанных с ними полигенетических россыпях (гетерогенная россыпь Нюрбинская). Определенные перспективы связываются также с прогнозируемыми на площади листа проявлениями углеводородов в центральных частях Вилюйской и Тунгусской синеклиз. Кроме того, выявлены проявления бурых углей, фосфоритов, гипса, целестина, битума, ископаемых солей, йодно-бромных рассолов, проявления, россыпные месторождения и многочисленные отдельные находки алмазов в пробах, пункты минерализации меди и алюминия, месторождения строительных материалов, а также шлиховые ореолы ильменита, меди, цинка, золота.

Карта полезных ископаемых листа Q-50 – р. Марха составлена путем актуализации КПИ листа ГК-1000 Q-50,51 [13] новыми данными, полученными за истекший, почти 40-летний период. Их источниками служили весьма многочисленные производственные отчеты различных организаций и тематические научные публикации, в том числе – материалы изданных листов ГК-200, а также Государственный баланс запасов полезных ископаемых и Сборник прогнозных ресурсов (по состоянию на 1.01.2021 г.) На карте показано 715 объектов полезных ископаемых, в том числе: месторождений – 50, проявлений – 148, пунктов минерализации – три, отдельных находок алмазов – 461, а также четыре шлиховых ореола меди, цинка, 40 шлиховых проб с повышенным содержанием золота и титана и девять шлиховых ореолов МСА.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь бурый. На площади листа Q-50 известно 25 проявлений бурых углей. Все они относятся к буроугольной формации платформ, связаны с континентальными озерно-болотными равнинными и мелководными прибрежно-морскими бассейнами. Масштабы выявленных проявлений углей невелики, но, возможно, это связано с недостаточной изученностью данной проблемы.

Проявления углей на площади листа связаны с двумя крупными седиментационными структурами Сибирской платформы: Тунгусской и Вилюйской синеклизами.

Тунгусская синеклиза. Ее очень небольшое бортовое восточное замыкание расположено в юго-западном углу площади листа. Проявления углей связаны с нижним структурным ярусом, сложенным терригенными континентальными отложениями каменноугольного и пермского возраста. Продуктивные отложения перекрыты вулканогенными образованиями верхнего раннетриасового яруса и прорваны многочисленными интрузиями траппов различной морфологии. Площадь их развития характеризуется интенсивно, но неглубоко врезанной современной гидросетью, разделившей ее на отдельные, изолированные участки с выровненным рельефом, затрудняющим их идентификацию и изучение продуктивности.

На территории листа в пределах синеклизы выявлено одно проявление бурого угля (VI-1-20). Пласт мощностью 0,3 м вскрыт скв. 24 в инт. 23,7–24,0 м; приурочен к глинистым пескам боруллойской свиты средней перми. Уголь черного цвета со смоляным блеском, слоистость тонкая (1–6 мм), пологоволнистая, с бурыми глинистыми примазками по поверхности наслоения. Технические характеристики угля: влажность 0,42 %, зольность 13,5 %, выход летучих 86,1 %. По качеству уголь относится к длиннопламенным марки «Д», по влажности – к группе БЗ, по зольности – к группе I. Малая мощность при значительной вскрыше (23 м) и небольшом площадном распространении не позволяют рекомендовать проявление для практического применения [51].

Кроме того, в разрезах многочисленных картировочных скважин в отложениях перми часто отмечаются отдельные линзочки, маломощные прослои углей, углистых сланцев и углистых аргиллитов.

Вилюйская синеклиза на территорию листа Q-50 входит своим северо-западным окончанием. Угленосность выполняющих ее пород установлена в широком диапазоне разреза; они встречены в пермских, юрских и меловых отложениях. Максимальной угленасыщенностью отличаются континентальные и морские отложения юры и мела; выявлены также признаки слабой угленосности триасовых образований. В пределах синеклизы выявлено 24 проявления бурых углей в континентальных отложениях укугутской свиты нижней юры, якутской свиты средней юры, чечумской серии средней–верхней юры и батылыхской и хатарыкской свит нижнего мела; они обнаружены как при бурении поисково-разведочных и картировочных скважин, так и при горных работах. Угли образуют прослои и линзы мощностью до нескольких десятков сантиметров и пласты мощностью 0,5–8,0 м; последние вскрыты в основном на больших глубинах.

Угленосность пермских образований установлена с помощью буровых работ. На склоне синеклизы пермские отложения отсутствуют или имеют весьма незначительную мощность. Угли в них обнаружены только в ее более глубоких частях, где пермские отложения имеют большую мощность. Они были вскрыты только при бурении глубоких параметрических скважин (Южно-Сагыттайской и Тюкян-Тюнгской групп) в *тогойдохской толще* средней–верхней перми. Глубина, на которой они были вскрыты, изменялась в разных скважинах от 850 до 1700 м при общей мощности тогойдохской толщи 140–180 м.

Угли слагают, видимо, линзовидные, достаточно быстро выклинивающиеся прослои и линзы в толще песчаников преимущественно олигомиктовых и граувакковых, алевролитов и углистых аргиллитов с обильными включениями углефицированного растительного детрита. Количество пластов в разных скважинах – от 1–2 до 7, мощность 0,5–2,0 м. Угли черные блестящие.

Угли в юрских и меловых отложениях

Линза угля (VI-3-36) протяженностью до 150 м и мощностью слоев 0,2 и 0,4 м встречена в береговом обрыве р. Улахан-Дюктели. Она содержится в углистых сланцах в нижней части разреза укугутской свиты нижней юры. Уголь смоляно-черный, излом неровный, раковистый, по трещинам сильно ожелезненный [236].

Пласт бурых углей (VI-2-10) мощностью 1,1 м вскрыт скв. 32 на глубине 31,3 м в верхней части укугутской свиты нижней юры. Угли буро-черные, матовые, участками со смоляным блеском, средне-толстоплитчатые, пологоволнистослоистые. Технические характеристики: влажность 6,5–8,6 %, зольность 12–35 %, выход летучих 58–80 % [51]. Нижнеюрские отложения характеризуются весьма низкой угленосностью, что объясняется, видимо, тем, что они слагают краевую часть бассейна, в которой условия для накопления углей были неблагоприятны.

Уголь в терригенных породах *якутской свиты* вскрыт канавой 207 на правом берегу р. Тюнг (V-6-3) – пласт мощностью 0,5 м; а также в скважинах (V-4-56, V-6-2, VI-4-9, VI-4-14) на глубинах от 40 до 220 м (мощность пластов от 0,3 до 1,3 м), суммарная мощность выявленных пластов не превышает 6 м [207, 246].

В терригенных породах *чечумской серии* угли слагают маломощные пласты и линзы, которые иногда обнажаются в бортах долин рек Тюнг (V-6-6) и Тюкян (V-6-7); мощность пластов соответственно 0,3–0,5 и 2,0 м [152]. В случаях неглубокого залегания они вскрываются в шурфах (проявления VI-4-6,8, 15,16; VI-5-4). Мощность прослоев – от 0,2 до 0,9 м при вскрыше 0,6–6,7 м. Уголь черный легкий пористый.

В скважинах разрез чечумской серии характеризуется четким ритмичным строением, где каждый ритм начинается песками и завершается аргиллитами и алевролитами с прослоями и линзами бурых углей черного цвета тонкослоистых рыхлых, мощностью от нескольких сантиметров до 3 м. Прослой угля 1,3 м наблюдается в структурно-картировочной скв. 14/2 (VI-4-14) на глубине 34 м, угли здесь приурочены к алевролитам [246]. Скв. 1605 вскрыты два пласта бурого угля. Первый залегает на глубине 14,0–16,8 м, второй – 46,5–48,3 м; их мощность соответственно 2,8 и 1,8 м. Уголь трещиноватый, средней крепости, горизонтальнослоистый (VI-5-1) [287]. Наиболее представителен разрез структурно-картировочной скв. 3 [250]. В скважине по левобережью р. Тюкян (V-6-9) вскрыт полный разрез серии с девятью пластами угля на глубинах 40–247 м суммарной мощностью 15 м, максимальная мощность отдельных пластов – 3 м.

Угли в *батылыхской свите* приурочены в основном к песчаным и алевритовым частям разреза, образуя прослои, линзы и пропластки мощностью от

нескольких миллиметров до 2–3 м. На левом берегу р. Чильли в низах обрывистого берега расчисткой вскрыты три чисто угольных пропластка мощностью 0,3–0,2 м (VI-5-5), прослеживающиеся по всему обнажению на 50 м [169]. Пласты угля встречены в коренных обнажениях у русла р. Тюкян (VI-6-3) – 1,5–2,5 м; пласт мощностью 1,8 м вскрыт шурфом 206 на р. Тюкян (VI-6-2). В трех скважинах бурового профиля XVI, пройденного вкрест долины р. Тюкян, пласты бурого угля залегают на глубинах 28–39 м. В скв. 1610 (V-6-15) на правом борту р. Тюкян в интервалах 29–36 и 38,0–39,8 м выявлено два пласта угля мощностью 7,0 и 1,8 м. В 5,5 км к востоку в скв. 1615 (V-6-14) пласт угля мощностью 8 м вскрыт в интервале 28–36 м. На левом берегу р. Тюкян в скв. 1620 (VI-6-1) – два пласта мощностью 2,5 и 2,8 м в интервалах 30–32,5 и 36–38,8 м. Угли черные, матовые, иногда блестящие, плотные, с раковистым изломом, часто трещиноватые, листоватые, содержат тонкие (5–10 см) прослои песка, алеврита и глин [207].

В местечке Бакый (VI-6-4) структурно-картировочной скв. 2 вскрыто пять пластов угля мощностью от 1,8 до 5,0 м в отложениях батылыхской свиты (93–245 м). Три пласта мощностью по 2,5 м встречены на глубинах 215, 185 и 163 м, пласт мощностью 1,8 м – на глубине 214 м от поверхности. Наиболее мощный 5-метровый пласт залегает на глубине 99 м. Угли черные листоватые горизонтально-слоистые крепкие, местами содержат прослои (5–10 см) тонкослоистых углистых алевритов. В вышележащей хатырыкской свите нижнего мела – два пласта по 1,8 м на глубинах 64 и 47 м [250].

Два пласта угля в *хатырыкской свите* выходят на правом берегу р. Тюкян в обнажении высотой 16 м и протяженностью 100 м (VI-6-7). Уголь темно-бурый плитчатый, при ударе легко рассыпается на небольшие плитки и кусочки; мощность – 0,5 и 1,1 м [169].

Технические анализы проб углей приведены в табл. 8.

Таблица 8

Результаты технического анализа углей (%)*

Участок	Номер пробы	Место взятия пробы, автор	Возраст	W^a	A^c	A^a	V^a	V^r
V-6-3	207-3	Канава 207 [250]	J_2jak	7,31	10,01	10,80	41,83	50,59
V-6-3	207-5	Канава 207 [250]	J_2jak	1,32	13,45	13,63	44,07	51,71
V-6-3	207-8	Канава 207 [250]	J_2jak	3,13	11,20	11,56	42,34	49,42
VI-4-9	11	Скв. 11 [246]	$J_{2-3}\check{c}\check{c}$	4,21	16,82	17,91	39,05	50,61
VI-5-4	81-1	Шурф 81 [250]	$J_{2-3}\check{c}\check{c}$	1,82	10,80	11,00	43,34	49,60
VI-6-2	206-5	Шурф 206 [250]	K_1bt	4,59	23,22	24,34	39,19	48,75

* Данные лаборатории ЮЯКЭ ЯТГУ. W^a – влажность пробы угля во время проведения анализа; A^c – зольность безводного угля; A^a – зольность угля во время производства анализа (при влажности W^a); V^a – выход летучих веществ при нагревании без горения (при влажности W^a); V^r – выход летучих веществ, отнесенный к горючей части угля.

Петрография углей изучена на примере Нижне-Нюрбинского месторождения (лист P-50), где они отнесены к клареновым и кларено-дюреновым зрелым бурым углям и являются пригодными в качестве энергетического топлива. К югу от изучаемой территории на площадях листов P-50-V,VI известно более 10 месторождений бурого угля, приуроченных к верхнеюрско-нижнемеловой угленосной толще.

На листе Q-50 предшественниками делались попытки подсчета прогнозных ресурсов категории P_3 по отдельным участкам [207]. На основании обобщения всех известных материалов нами составлен паспорт на Тюкянскую буроугольную площадь для батылыхской свиты.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Титан. Значительные скопления ильменита отмечены в двух точках на берегах р. Ханя (V-3-1,2). Ильменитом обогащены отдельные прослои и линзы песка в песчано-галечниковых отложениях «водораздельных галечников» мощностью от 2,5 до 5,0 см и протяженностью до 1 м. В шлиховой пробе V-3-2 они достаточно равномерно распределены по всему разрезу (2,2 м), вскрытому шурфом; в среднем на ильменитовый песок приходится 2,75–3,0 % объема всей породы. Шлих, отмытый из этой породы (выход тяжелой фракции 50 %), почти нацело состоит из ильменита. Общее количество ильменита на 1 м^3 породы, по данным Н. И. Гогиной [180], превышает 100–120 кг. В шлиховой пробе V-3-1 содержание ильменита не менее 20 кг на 1 м^3 песков.

В шлиховой пробе III-6-39 из русловых отложений в устье р. Верх. Салакут содержание ильменита составляет 22,5 кг/м^3 [238].

Кроме того, в русловых отложениях рек Тюкян, Чильли и Оччугуй-Юрэх отмечается содержание ильменита 10–15 кг на 1 м^3 исходного материала с повышенным содержанием магния и редких металлов (ниобий, ванадий, хром) [248].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь, цинк. На территории известно два пункта минерализации меди гидротермального происхождения, относящихся к медно-кварц-сульфидной рудной формации. Первый отмечен на левобережье р. Марха (V-3-20) в зоне контакта дайки долеритов северо-восточного простирания вилюйско-мархинского комплекса, прорывающей карбонатные отложения мархинской свиты среднего–верхнего кембрия. Минерализация связана с зоной дробления шириной 0,3–0,4 м, выполненной дресвой и щебенкой карбонатных пород, сцементированных зеленовато-синей глинисто-карбонатной массой. Присутствуют гидротермальные (пирит, халькопирит, арсенопирит) и гипергенные (халькозин, ковеллин, лимонит) рудные минералы. Химический анализ образца из центральной части зоны минерализации показал весьма высокое содержание меди – 42,1 %. Также присутствуют (%): Zn – 0,114; Pb – 0,01; Ni – 0,066; Co – 0,03; Sn – 0,05; As – 0,02; Cr – 0,001. По составу руда относится к халькопирит-борнитовому типу. Мощность зоны оруденения – 0,3 м [252].

Второй пункт минерализации приурочен к туфам основного состава, выполняющим трубку взрыва вилюйско-мархинского комплекса, вскрытым скважиной, пробуренной на магнитной аномалии Т-9/99). Здесь полуколичественным рентгенофлуоресцентным анализом зафиксирована медь в штуфных керновых пробах туфов (V-3-62). На глубине 80,0 м в туфах содержание составляет 15,2 кг/т; в измененных долеритах на глубине 36,5 м – 1,56 кг/т, на глубине 36,0 м – 1,48 кг/т. Кроме того, по результатам минералогического анализа керна этой скважины самородная медь установлена в следующих интервалах: 31–32 м – 10 вес. %, 36–37 м – 30 вес. %, а в инт. 27–28 м выявлен халькопирит в количестве 5 вес. % в тяжелой фракции шлиха [95].

Выделен также шлиховой ореол (I-1-1) халькопирита на водоразделе рек Диринг-Юрях, Диринг-Юрях-Тамах и Энгяк-Салата по 38 шлихам объемом 10 л. Фон ореола составляют содержания по 1 знаку на шлих, единичные шлихи содержат 5–9, в восточной части ореола – 40 знаков [271].

Халькопирит совместно со сфалеритом образуют три шлиховых ореола в северо-западном углу листа.

Шлиховой ореол (I-1-5) выделен на водоразделе рек Долгайка и Муна по 50 шлихам. Фоновое содержание 1–3 знака, в отдельных шлихах – 9–12 знаков.

Шлиховой ореол (I-1-6) выделен в верховьях р. Орловка по девяти шлихам. Фоновое содержание 2–3 знака; в крайней западной части ореола отмечено 12 знаков сфалерита.

Шлиховой ореол (I-1-7), расположенный на водоразделе рек Беке и Алы-Муна, выделен по 45 шлихам. Фоновое содержание в ореоле 1–2 знака. В аллювии р. Алы-Муна единичные шлихи с девятью знаками сфалерита и халькопирита, в аллювии р. Беке – с пятью-шестью знаками [19].

Алюминий. Пункт минерализации алюминия установлен в районе Энердекской излучины р. Марха на левом склоне руч. Харыйа-Юрэх (VI-3-17), где шурфом [246] под делювиальными вскрыты (инт. 1,8–2,2 м, сверху вниз) отложения.

1. Глинистый суглинок светло-серого цвета ..... 20 см
2. Светло-желтая очень легкая глинистая масса, характеризующаяся горизонтальным залеганием ..... 4 см
3. Суглинок серого цвета, содержащий до 60 % «обломков» неправильной формы включений глинистой породы, аналогичной породе вышележащего слоя, а также мельчайшие (1–3 мм) обломочки выветрелой породы бурого цвета ..... 13 см
4. Глинистая масса белого цвета, очень легкая, в сухом состоянии порошкообразная ..... 3 см

Ниже вскрыты практически не затронутые выветриванием терригенно-карбонатные породы харьяюряхской свиты среднего девона.

Химический анализ трех нижних слоев показывает высокое содержание в них Al_2O_3, количество которого в 7–12 раз превышает содержание SiO_2 (16,83–47,67 %). По данным термического анализа пород, в их составе отмечены алюминит и гиббсит, первый из которых является гидротермальным минералом, а второй встречается как в корах латеритного выветривания, так и в гидротермальных проявлениях. Вероятно, формирование данной породы

произошло за счет интенсивной гидротермальной переработки пород траповой формации вблизи контакта их с подстилающими породами. Роль гипергенных процессов неясна [246].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. Три россыпных проявления золота установлены в нижнем течении р. Марха. Они связаны с линейными корами выветривания в карбонатных породах, развивающимися, видимо, по зонам повышенной трещиноватости в них. Здесь золото связано с кремнисто-кварцевыми породами, выполняющими такие зоны, которые можно рассматривать, вероятно, как альпийские жилы. Они состоят из халцедона и мелких (около 1 мм) кристаллов кварца, иногда обохренных, в железистой рубашке. В центральных частях таких полостей иногда развиваются пелитоморфные железистые карбонаты и глинистые минералы.

Так небольшие концентрации золота возникли при перемыве предъюрских кор выветривания и образовании осадков укугутской свиты нижней юры. Ниже устья р. Нимелиме (VI-3-14) и р. Собо (VI-3-31) у уреза воды обнажаются выветрелые известняки меикской свиты силура, пиритизированные в верхней части. На ожелезненные известняки ложатся черные пиритизированные глины укугутской свиты мощностью 7–10 м. На контакте известняков и глин прослеживается горизонт, сложенный стяжениями пирита мощностью от первых сантиметров до 10–15 см. Пробирным анализом штуфных проб из пиритизированных известняков и друз пирита, проведенных в лаборатории рудника «Лебединый», установлено содержание золота в пирите 0,3–1,6 г/т, в известняках 0,1–0,2 г/т (по данным лаборатории Тургайской экспедиции – золото отсутствует или находится в количестве 0,1 г/т).

Горизонт пиритизированых пород в основании укугутской свиты выявлен также на р. Марха, ниже устья р. Улахан-Дюктели (VI-3-33). Здесь укугутская свита ложится на пестрые мергели и известковистые алевролиты аппаинской свиты верхнего девона. Содержание золота 1,3 г/т (лаборатория рудника «Лебединый») [230].

При проведении геологосъемочных и поисковых работ шлиховым опробованием аллювиальных отложений современной гидросети установлена золотоносность аллювия в бассейнах рек Тюнг и Салакут. На карте полезных ископаемых показаны 37 точек отбора шлиховых проб, содержащих не менее 10 знаков золота на 20-литровую пробу.

Среди них выделяются шлиховые пробы из косовых отложений р. Тюнг (III-5-12) и р. Средний Салакут (IV-6-11), содержащие по 64 знака золота. Более 10 шлиховых проб из руслового аллювия рек Тюкян, Чильли, Ике содержат от 10 до 49 знаков золота. Из руслового аллювия безымянного ручья в верховьях р. Ике отмыто 84 знака золота (V-4-20). Золото мелкое – 0,1–0,4 мм. Форма золотин овально-уплощенная с неравномерно-изогнутыми краями, поверхность шероховатая, цвет золотисто-желтый [250]. Особого внимания заслуживает ручей Ирелях, левый приток р. Чильли, где на отрезке 11 км семью шлиховыми пробами отмыто в сумме 188 знаков золота и еще 192 знака извлечены

из концентрата трех мелкообъемных проб. Золото мелкочешуйчатое, размеры золотин колеблются в пределах от 0,01 × 0,01 мм до 0,4 × 0,6 мм [286].

Из «водораздельных галечников», представляющих собой, видимо, реликты размытых образований юрской толщи, на правобережье р. Конончан (VI-4-4, 12) отмыто 16 и 24 знака золота – угловато-окатанные и окатанные лепешкообразные зерна желтого цвета величиной от 0,2 до 0,6 мм [301].

Россыпные проявления золота и платины совместно с алмазами на уч. Антоновский (IV-6-20) приурочены к двум сближенным островам р. Тюнг в среднем течении. Общая протяженность островов – 2 км, ширина – 120–130 м, средняя мощность аллювия – 2,3 м. В 1990 г. в двух пробах объемом по 20 л установлено содержание Au – 0,4 и 0,6 г/т, Ag – 2,7 г/т. Золоту сопутствуют МПГ, содержащиеся в тех же пробах в количестве 5 и 120 знаков; соотношение их с золотом 1 : 5, 1 : 8. Тяжелая фракция шлихов с предварительно извлеченными из нее платиноидами подвергалась плазменно-спектроскопическому анализу. Содержание иридия в ней достигает 0,2 г/т, палладия – 0,3 г/т. Золото относится к вилюйскому типу. Основным источником этого типа золота на территории Вилюйской синеклизы являются промежуточные коллекторы девон-карбонового, пермского, триасового, юрского и мелового возраста, сложенные терригенными отложениями. Источник золота на исследуемой территории – юрские промежуточные коллекторы [266].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ ФОСФАТНЫЕ

Фосфорит. На правом берегу р. Мархa известно три проявления фосфоритов в юрских отложениях, приуроченных к западному борту Вилюйской синеклизы, относящихся к фосфоритовой терригенной желваковой формации.

Энердекское проявление (VI-3-26) характеризуется наибольшим содержанием P_2O_5. В береговом обрыве обнажаются линзы и линзовидные прослои алевролитов (мощностью 0,3 м и протяженностью 12 м) сунтарской свиты нижней–средней юры с округлыми стяжениями мелкозернистых песчаников величиной 2–15 см. Содержание P_2O_5 в валовых пробах 0,5–8,28 %, в терригенно-карбонатном цементе – 1,7–4,4 %, в конкрециях – 12,85–15,48 %, в желваках – 14,0–14,96 % (содержание 48 кг/т).

Проявление Собо (VI-3-30) отличается наличием большого количества округлых конкреций диаметром до 7 см, содержащих фосфориты, в отложениях сунтарской свиты нижней–средней юры. Валовое содержание P_2O_5 от 0,12 до 0,83 %, в отдельных желваках до 15,7 %.

Проявление Улахан-Дюктели (VI-3-35) характеризуется содержанием P_2O_5 в разных частях разреза до 0,11–1,34 %, преимущественно в алевропесчаниках укугутской свиты нижней юры [236].

Алмазы. Алмазы являются основным видом полезных ископаемых для территории листа Q-50. Месторождения алмазов принадлежат к двум различным генетическим формациям: 1 – алмазоносных кимберлитов; 2 – алмазоносных россыпей различного генезиса. Здесь обнаружены к настоящему времени крупные по запасам и уникальные по содержаниям алмазов коренные месторождения Накынского кимберлитового поля, добыча на которых начата в 2001 г. и в настоящее время составляет до 30 % общероссийской, и одно крупное – Верхне-Мунское, эксплуатация которого начата в 2018 г. С месторождениями Накынского поля связана крупная аллювиальная россыпь – Нюрбинская, на которой ведется промышленная добыча. В аллювии современной гидросети выявлено также 12 непромышленных россыпей с подсчитанными запасами, две из которых учтены Госбалансом, 33 мелкие россыпи с неоцененными ресурсами, а также россыпные проявления и многочисленные отдельные находки алмазов.

Формация алмазоносных кимберлитов. К этой формации принадлежат все кимберлитовые тела, известные в пределах площади листа Q-50. Они образуют четыре поля – Накынское, Верхнемунское, Чомурдахское и Севернейское – и относятся к среднепалеозойской эпохе кимберлитообразования Сибирской платформы. Для южных частей провинции считается, что среднепалеозойский возраст является благоприятным критерием алмазоносности; однако в рассматриваемом районе эта закономерность выполняется не в полной мере: если все тела Накынского и Верхнемунского полей имеют в основном достаточно высокую и/или уникальную алмазоносность, то кимберлиты Чомурдахского и Севернейского полей относятся к числу убогоалмазоносных. Основное количество запасов алмазов разведано в телах Накынского поля; кимберлитовые тела Верхнемунского поля более многочисленны, но имеют существенно меньшие содержания алмазов, невелики по размерам и по величине запасов.

Группа месторождений Накынского кимберлитового поля располагается на междуречье левых притоков р. Марха – рек Хання и Накын. По количеству кимберлитовых тел Накынское поле – одно из самых мелких в Якутской кимберлитовой провинции: к настоящему времени в его границах обнаружено всего шесть тел различной морфологии. Однако все они содержат алмазы в высоких/уникальных для провинции концентрациях. С ними ассоциирует одна из богатейших россыпей Якутской провинции в аллювиально-пролювиальных и карстовых образованиях триаса и юры, относящаяся к формации древних алмазоносных конгломератов.

Геологические условия поля, генезис тел, их морфология, условия залегания и состав алмазоносных пород рассмотрены в гл. «Магматизм». Здесь следует отметить только, что все тела поля интрудированы в толще кембрийских и ордовикских карбонатных и терригенно-карбонатных образований, денудированы вместе с вмещающими породами на глубину 500–700 м и перекрыты континентальными и морскими осадками юры мощностью 50–100 м. Кимберлитовые тела представлены двумя морфогенетическими типами: трубки взрыва и дайки. При этом морфологию, типичную для трубок, имеют только

два наиболее крупных тела – трубки Нюрбинская и Ботуобинская. Тела Майское и Мархинское имеют сильно удлиненную дайкообразную форму, но сложены комплексом пород, свойственных трубкам взрыва. Самое мелкое тело поля – Озерное, пока недостаточно изучено; по имеющимся данным, оно, скорее всего, может представлять собой небольшой штокверк или серию мелких даек. Морфология трубок на уровне предъюрского эрозионного среза достаточно проста; однако она постепенно сильно усложняется с глубиной и на глубинах 300–500 м две наиболее крупные трубки распадаются на несколько мелких составляющих «лопастей». Особенно это относится к трубке Нюрбинская, отличающейся на разных уровнях чрезвычайно изменчивым строением, дополнительно сильно осложненным прорывающей ее мощной дайкой траппов; все это значительно усложняет их разработку.

Все тела Накынского поля сложены в основном двумя разновидностями кимберлитовых пород: автолитовыми кимберлитовыми брекчиями (преобладают) и порфировыми кимберлитами. Ограниченное развитие имеют ксенотуфобрекчии, выполняющие небольшие участки тел (в основном в трубке Ботуобинская). По степени алмазоносности первые два вида пород различаются мало; алмазоносность ксенотуфобрекчий обычно ниже, но в ряде случаев, когда в составе обломочного материала в брекчиях существенная доля приходится на ксенолиты порфировых кимберлитов (трубка Ботуобинская), она значительно возрастает.

Разновидности кимберлитовых пород, слагающие трубки, имеют близкий вещественный состав. В петрологическом отношении для них характерны: низкое содержание двуокиси титана, достаточно высокое содержание калия, несмотря на значительную хлоритизацию флогопита, которое в первом приближении четко коррелируется с алмазоносностью [9]. При этом характерными особенностями кимберлитов трубки Ботуобинская являются высокое содержание алмазов, а также низкое содержание минералов тяжелой фракции при высокой доле в ней гранатов, относимых к парагенезису алмазоносных эклогитов, хромшпинелидов алмазной ассоциации, низкой доле пиропов алмазной ассоциации и отсутствии пикроильменита. Кроме того, особенностью пород является очень низкое содержание рудных минералов в основной массе.

Алмазоносность кимберлитовых пород несколько разная в разных телах. Наиболее высокими содержаниями отличаются кимберлиты трубки Ботуобинская, где концентрации алмазов в отдельных блоках достигают уникальных значений – более 20 кар/т, не имеющих аналогов в мировой практике, а в целом алмазоносность ее сопоставима с уникальной трубкой Интернациональная.

Следует отметить, что при разведке всех коренных месторождений Якутии крупные алмазы класса –16+8 мм керновыми пробами как при детальной, так и при эксплуатационной разведках не фиксировались. Это свидетельствует о недостаточной представительности этого способа опробования для алмазов крупнее 4 мм, и в целом керновое и даже крупнообъемное опробование не обеспечивают достоверность определения содержаний алмазов крупных классов, занижая их оценки. Это явилось основанием для применения повышающих коэффициентов к содержаниям алмазов класса –4+1 мм при оценке

средних содержаний алмазов по данным кернового опробования кимберлитов Накынского поля.

Статистический анализ показывает, что уровень алмазоносности в породах разных фаз внедрения кимберлитов находится в различных соотношениях со средними содержаниями МИК. Он прямо коррелирует с содержаниями пиропа и находится в обратной зависимости от концентраций хромшпинелидов (а также альмандина и роговой обманки, не относящихся к числу МИК).

На нескольких более крупных телах Накынского поля были проведены разведочные работы и подсчитаны запасы алмазов по разным категориям. Для самых мелких тел (дайка Мархинская, часть тела Майское) были оценены прогнозные ресурсы категории P_1. При подсчете запасов алмазов в коренных рудах производился также подсчет запасов для частей россыпи Нюрбинская, входящих в контуры эксплуатационных карьеров, вскрывающих трубки.

Трубка Нюрбинская (V-4-8) в интервалах глубин с абс. отм. от +10 до –500 м сложена практически одним типом пород – автолитовой кимберлитовой брекчией, и лишь в ее южной части выявлены кимберлитовые туфобрекчии. На некоторых уровнях порода обогащена обломками порфировых кимберлитов первой фазы, которые на глубинах 400 и 800 м слагают два интервала мощностью 15 и 30 м. В «южном» рудном теле отмечается повышенное содержание ксенолитов вмещающих пород, размеры которых достигают 10–12 м. Изменение алмазоносности находится в обратной зависимости от насыщенности автолитовых брекчий ксеногенным материалом вмещающих пород.

В целом алмазоносность кимберлитов трубки Нюрбинская весьма высокая, с широким диапазоном колебания содержаний алмазов по отдельным зонам. При этом содержания алмазов в автолитовых брекчиях и порфировых кимберлитах отличаются незначительно, что явилось основанием выделять только одну разновидность руды.

Среди кристаллов алмазов класса +0,5 мм в партии суммарным весом 654,11 кар по количеству преобладают мелкие кристаллы классов: –1+0,5 мм (76,56 %) и –2+1 мм (20,86 %); кристаллы класса –8+4 мм редки (0,09 %.). По массе наибольшее значение имеют камни классов –4+2 мм (32,02 %) и –2+1 мм (37,95 %); доля алмазов класса –1+0,5 мм – 21,63 %, класса –8+4 мм – 8,41 %. Средний вес 1 кристалла класса –8+0,5 мм составил для разных блоков от 2,51 до 3,25 мг.

Минералогическая характеристика алмазов. Во время разведки были изучены свойства алмазов из трубок Нюрбинская и Ботуобинская по партиям соответственно 2500 и 15 231 кристалл класса –8+0,5 мм. При этом выяснилось, что по характеру распределения алмазов по типам пород и по глубине существенных различий между трубками нет. Поэтому далее будет приведена характеристика алмазов только из кимберлитов трубки Ботуобинская.

Гранулометрический состав алмазов трубки характеризуется преобладанием по количеству камней класса –1+0,5 мм (74,5 %), по массе – класса –2+1 мм (39,2 %). По весу преобладают камни 4+2 мм (46,8 %). Вследствие этого средний вес изученных кристаллов низкий (2,0 мг для Ботуобинской и 3,2 мг для Нюрбинской). По типам кимберлитов гранулометрия алмазов не меняется.

Среди изученных алмазов резко преобладают (90,4 и 92,4 %) бесцветные, реже эпигенетически бледно окрашенные в лилово-коричневые и дымчато-

коричневые цвета алмазы I разновидности, по Ю. Л. Орлову, при повышенной доле (8,4 и 6,3 %) окрашенных в желтые, желто-зеленые, а также молочно-белые цвета алмазов с оболочкой IV разновидности и при низких (1,2 и 1,3 %) содержаниях поликристаллических агрегатов VIII разновидности. Содержание кристаллов с оболочкой варьирует от 6,0 до 8,8 %.

По кристалломорфологическим особенностям алмазов I разновидности преобладают алмазы октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов (22,4 и 25,6 % соответственно). Содержание типичных округлых алмазов очень низкое (0,5 %), среди них чаще всего встречаются алмазы с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа. Содержание октаэдров и переходных форм увеличивается в более крупных классах. В распределении морфогенетических разновидностей алмазов на глубину по разведочным горизонтам значительных изменений нет. Можно только отметить, что с увеличением крупности содержание алмазов IV и VIII разновидностей возрастает, а среди алмазов I разновидности понижается количество ромбододекаэдров.

Содержание двойников и сростков сравнительно низкое (13 и 9,5 %), причем среди них преобладают двойники по шпинелевому закону и незакономерные сростки. В крупных (+2 мм) классах содержание двойников и сростков возрастает на 3–5 %. Колебание в содержании двойников и сростков по типам пород и горизонтам в среднем небольшое (в пределах 5 %).

Общее содержание кристаллов с признаками природного травления составляет 1/3 от общего количества изученных алмазов. Среди скульптур травления резко преобладают «шрамы» (17,4 %), но в ПК в заметном количестве встречается коррозия (до 10 %). Доля таких кристаллов возрастает с увеличением крупности. Для алмазов из КБ и ПК характерно повышенное (в 1,5 раза и более) содержание кристаллов со скульптурами травления. Для алмазов из ПК характерно очень низкое (особенно среди алмазов крупных классов) содержание треугольных впадин.

Окрашенные алмазы в целом составляют треть (в трубке Нюрбинская – 24 %) от общего количества кристаллов, причем их содержание возрастает на 7–10 % в классах –4 + 1 мм. Преобладает (13 %) лилово-коричневая и дымчато-коричневая (из-за пластической деформации) окраска. Суммарное содержание алмазов с желтой, желто-зеленой и желто-оранжевой окрасками, характерными для алмазов с оболочкой IV разновидности, составляет в среднем 5,0–6,4 %, а алмазов с серой (из-за включений графита) – не более 3,0 %. С увеличением крупности наблюдается тенденция увеличения индивидов с серой окраской. Доля окрашенных камней из различных типов кимберлитов варьирует в пределах 7–8 %, а их среднее содержание с глубиной не меняется. Алмазы с зелеными пятнами пигментации, окраской «морской волны» и с признаками ожелезнения встречаются редко (0,1 и 0,9 % соответственно), но только в КБ и АКБ и не встречены в ПК.

Прозрачность. Около половины камней (55,6 %) отнесены в категорию «прозрачные», при высокой доле камней высокой степени прозрачности (27,2 %), и подчиненном (17,2 %) содержании полупрозрачных и непрозрачных индивидов. С увеличением крупности количество алмазов категории «прозрачные» снижается за счет увеличения доли камней «весьма прозрачные»–«чис-

той воды» и «полупрозрачные»–«непрозрачные». Для кристаллов из АКБ характерна повышенная доля камней высокой степени прозрачности и пониженная – низкой. В вертикальном разрезе повышенная степень прозрачности возрастает с глубиной до 96,7 % при очень низком содержании полупрозрачных и непрозрачных камней. При этом следует отметить высокую (35 %) долю кристаллов «чистой воды» и «весьма прозрачных» среди алмазов горизонтов от +160 до +70 м.

По фотолюминесцентным особенностям резко (61,3 %) преобладают алмазы с розово-сиреневым свечением при заметном (19,1 %) содержании кристаллов с желто-зеленой фотолюминесценцией. Доля алмазов с сине-голубым свечением низкая (10,2 %). Содержание алмазов с розово-сиреневой фотолюминесценцией уменьшается с увеличением их размера с одновременным увеличением доли камней с желто-зеленым свечением. Отличие алмазов отдельных типов пород по фотолюминесцентным особенностям незначительно (в пределах 5–8 %).

Алмазы с твердыми включениями составляют 1/3 от общего количества кристаллов (31,4 %), их содержание возрастает с увеличением крупности. Среди них преобладают эпигенетические графит-сульфидные (18,3 %) включения. Часто встречается графит (10,4 %), в основном единичный. Содержание сингенетических включений низкое (0,8 %), среди них преобладают включения ультраосновной ассоциации, представленные в основном оливином и хромитом (0,3 %). На долю включений эклогитовой ассоциации (гранат оранжевого цвета) приходится 8 % от общего содержания сингенетических включений при соотношении пиропа малинового цвета к гранату оранжевого цвета 6:10. Содержание кристаллов с твердыми включениями увеличивается с крупностью кристаллов, но с глубиной практически не меняется.

Степень сохранности (целостность) алмазов невысокая. Половина кристаллов представляют собой обломки и осколки алмазов; содержание целых и (в незначительной степени) поврежденных камней в среднем составляет 26,4 %. С увеличением крупности сохранность (целостность) алмазов улучшается. По типам пород сохранность алмазов различается в пределах 5–6 %. Несколько понижена степень сохранности алмазов из АКБ, где отмечается максимальное для месторождения суммарное содержание обломков и осколков при минимальной доле целых и (в незначительной степени) поврежденных камней, в основном за счет пониженной степени сохранности камней класса –4 + 2 мм.

По характеру сколов на алмазах резко (46,7 %) преобладают камни с протомагматическими сколами независимо от классов крупности, при сопоставимом содержании кристаллов с механическими и комбинированными (механическими + протомагматическими) сколами (13,5–12,1 % соответственно). Содержание явно техногенных сколов составляет 1,7 %. Несмотря на сравнительно невысокую степень сохранности (целостности) алмазов, для них характерна пониженная степень трещиноватости при резком (63,2 %) преобладании камней без трещин.

Анализ ИК – спектров поглощения показал, что большинство спектров (около 96 %) относятся к наиболее распространенному среднеазотистому типу алмазов Ia. Наибольшее содержание азота в А и В формах – в плоскогранных октаэдрах. Ромбододекаэдры и кристаллы неправильных форм – низко-

и малоазотистые. С глубиной наблюдается понижение доли высокоазотистых алмазов.

Сравнение типоморфных особенностей по отдельным гранулометрическим классам показало, что с крупностью возрастает содержание алмазов IV и VIII разновидностей, среди кристаллов I разновидности увеличивается доля октаэдров и переходных форм, на 3–5 % возрастает содержание двойников и сростков, увеличивается количество кристаллов с признаками природного травления. По степени прозрачности с увеличением крупности возрастает доля алмазов «весьма прозрачных»–«чистой воды» и «полупрозрачных»–«непрозрачных», а также окрашенных камней и кристаллов с желто-зеленым свечением. Также с крупностью увеличивается содержание кристаллов с твердыми включениями трещиноватых камней. Уменьшается в крупных классах содержание ламинарных ромбододекаэдров и типичных округлых алмазов I разновидности и кристаллов с розово-сиреневой фотолюминесценцией. Спектроскопия алмазов в видимой области показала, что с увеличением крупности кристаллов происходит уменьшение усредненного коэффициента поглощения бесструктурной полосы из-за пластической деформации алмазов.

Различные типы кимберлитовых пород отличаются друг от друга по типоморфным особенностям алмазов в среднем в пределах 10 %.

В особую группу были выделены алмазы, извлеченные из кимберлитов в зоне экзоконтакта с дайкой траппов, интрудирующей трубку Нюрбинская. Для них характерно:

– высокое содержание ламинарных ромбододекаэдров, которые преобладают над кристаллами октаэдрического габитуса, а также повышенное содержание округлых додекаэдроидов «жильного» типа (с шагренью и полосами пластической деформации);

– пониженное содержание двойников и сростков;

– повышенное суммарное содержание окрашенных кристаллов в классах –4 + 2 и –2 + 1 мм;

– повышенное содержание камней с признаками слабого ожелезнения;

– наибольшее количество сингенетических включений в кристаллах, хотя общее содержание алмазов с включениями в этой зоне наиболее низкое;

– низкое содержание камней с сине-голубым и желто-зеленым цветом фотолюминесценции.

Следует заметить, что часть этих особенностей алмазов можно объяснить влиянием высокоагрессивной среды и температурным воздействием трапповой магмы (снижение соотношения октаэдры–ромбододекаэдры и округлые додэкаэдры с шагренью), увеличение доли окрашенных кристаллов и камней с признаками слабого ожелезнения, изменение характера фотолюминесценции). Однако повышенное содержание алмазов с сингенетическими включениями при общем уменьшении количества камней с твердыми включениями разумному объяснению не поддается. Скорее всего, это следует связывать с недостаточной представительностью исследованной популяции.

Подсчет запасов трубки Нюрбинская выполнен по состоянию на 1.01.2015 г. на основе данных, полученных в процессе разведочных работ 1994–2000 и 2006–2013 гг.

Кондиции подсчета запасов учитывают следующие параметры:

– нижний предел крупности алмазов для подсчета запасов +2 у.с.к.(+1 мм);

– глубина отработки запасов 750 м (до отметки абс. выс. –500 м);

– количество попутно извлекаемых алмазов класса у.с.к –2–7 % от балансовых запасов у.с.к. +2.

Подсчет запасов произведен методом геологических блоков в интервалах глубин:

– 240 м (абс. отм. +10 м) –570 м (абс. отм –320 м) – категории C_1;

– 570 м (абс. отм –320 м) – 750 м (абс. отм. –500 м) – категории C_2.

Оконтуривание подсчетных блоков проведено в геологических границах рудного тела с помощью интерполяции (рис. 33, табл. 9).

Ксенолиты вмещающих пород, поскольку их невозможно учесть при измерении площади, включены в подсчетный контур рудного тела с применением линейного коэффициента рудоносности. Его значения – от 0,84 до 1,0 показывают, что ксенолиты существенного влияния на оценку запасов не оказывают.

Суммарные запасы алмазов (по классу +2 у.с.к) по трубке Нюрбинская, утвержденные протоколом ГКЗ № 4481 от 26.01.2016 г., составляют 42370,3 тыс. кар. по категориям $A + B + C_1$ и 6766,5 тыс. кар. категории C_2 [52].

Прогнозные ресурсы алмазов категории P_1, связанные с глубокими горизонтами месторождения, составляют 12,56 млн кар [112].

Одновременно с разведкой коренного месторождения был произведен ***подсчет запасов россыпи*** (часть россыпи Нюрбинская) в контурах эксплуатационного карьера трубки Нюрбинская.

Контур подсчета запасов участка россыпи в плане включает алмазоносные породы укугутской свиты и дьяхтарской толщи, залегающие непосредственно над кимберлитовой трубкой Нюрбинская.

Нижняя граница продуктивного пласта проведена по контакту осадочных образований дьяхтарской толщи, верхняя граница – по смене продуктивных пород базальной части укугутской свиты, содержащих грубозернистый обломочный материал и МСА, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами вышележащей части свиты.

При подсчете запасов применялись следующие параметры кондиций:

– оконтуривание россыпей производилось в геологических границах продуктивных отложений укугутской свиты, а в дьяхтарской толще при их отсутствии – по бортовому содержанию в пробе, равному 0,2 кар/м^3 (0,09 кар/т);

– минимальное содержание в краевой оконтуривающей выработке для россыпи – 0,2 кар/м^3 (0,09 кар/т);

– минимальная мощность продуктивного пласта россыпи – 1,0 м;

– нижний предел крупности алмазов у.с.к.+2 (+1 мм).

Балансовые запасы алмазов категории C_2 россыпи в контурах карьера трубки составляют 370,4 тыс. кар.

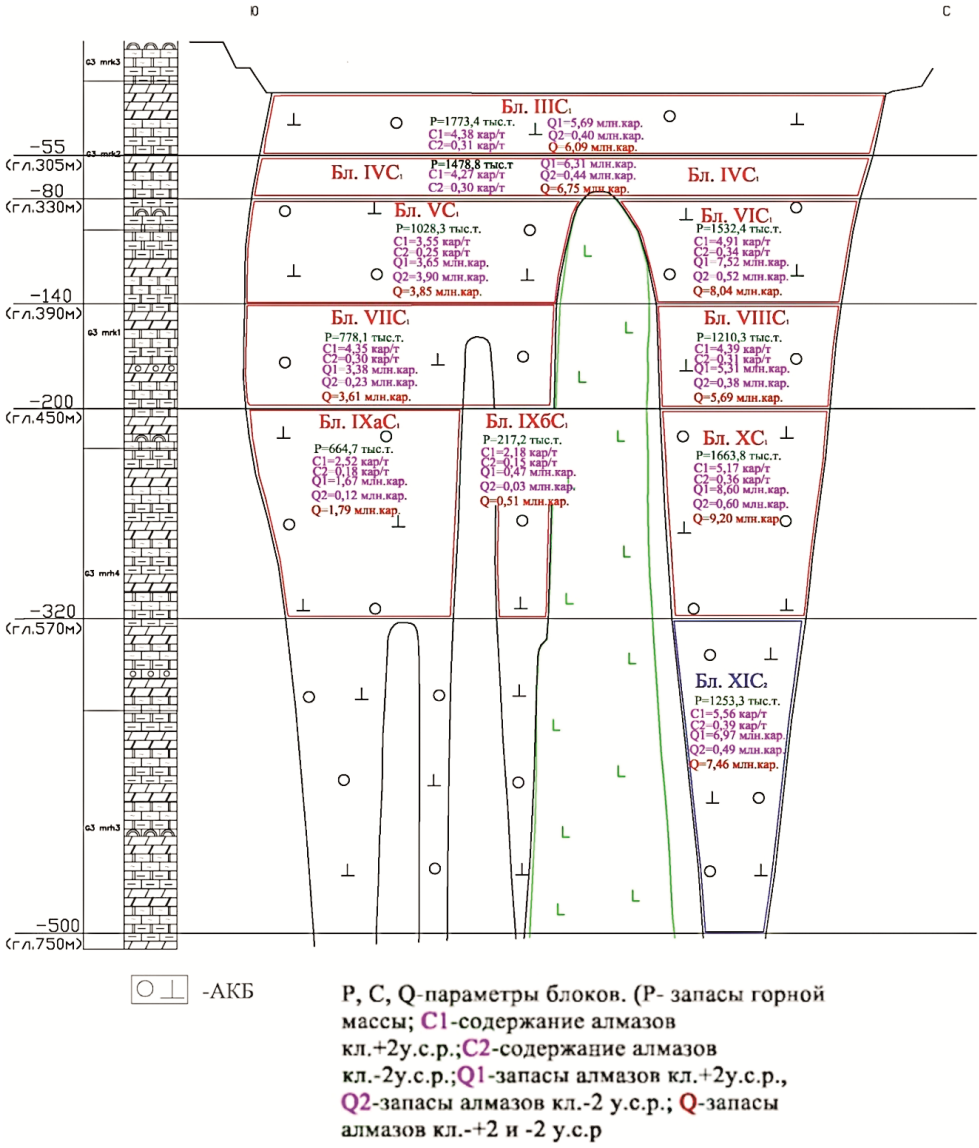


Рис. 33. Схема расположения подсчетных блоков при подсчете запасов алмазов по трубке Нюрбинская *(по Е. В. Тарских, 2015ф).*

Таблица 9

Подсчет запасов алмазов по трубке Нюрбинская на 01.01.2015 [282]

Категория запасов	Среднее содержание алмазов, кар/т			Запасы алмазов, тыс. кар.				
	у.с.к. + **3** (4+1,18 × 1,152)	у.с.к.+**2** = уск+3 + уск –3+2	у.с.к.–**2** (7 % от +2 у.с.к.)	у.с.к. + **3**	у.с.к. –**3**+ **2**	у.с.к.+ **2**	у.с.к.—**2**	Всего +**2** у.с.к. и –**2** у.с.к.
C_1	3,77	4,32	0,30	36960,1	5410,1	42370,3	2966,0	45336,3
C_2	4,77	5,56	0,39	5805,1	210,6	6766,5	474,6	7241,1
Всего $C_1 + C_2$	3,88	4,45	0,31	42765,2	5620,7	49136,8	3440,6	52577,4

Трубка Ботуобинская (V-4-10). По размерам площади поперечного сечения трубка Ботуобинская относится к числу мелких кимберлитовых тел, но по размерам запасов – к крупным месторождениям. По сложности геологического строения соответствует 3-й группе «Классификации запасов месторождений…».

В целом алмазоносность трубки Ботуобинская весьма высокая, достигающая уникальных для кимберлитов значений, с широким диапазоном колебания содержания алмазов по отдельным зонам и типам руды. Среднее содержание алмазов класса –4+1 мм по блокам варьирует в значительных пределах – от 2,15 кар/т в КТБ до 13,37 кар/т в АКБ на верхних 20 м разреза трубки. В одном из блоков содержание алмазов крупностью +0,5 мм составляет 20,3 кар/т. В интервале глубин от 100 до 280 м содержание стабилизируется на уровне 6,16–6,69 кар/т, затем постепенно снижается до 4,39–5,20 кар/т на предельных глубинах разведки. Это сопоставимо с продуктивностью богатейшей трубки Якутии и мира – Интернациональной.

По комплексу признаков в рудном теле в разведанных блоках выделено два *технологических типа* кимберлитов, различающиеся степенью алмазоносности и технологическими характеристиками, требующие раздельной блокировки при подсчете запасов. Автолитовая кимберлитовая брекчия (АКБ) совместно с порфировыми кимберлитами (ПК) объединены в один тип, а кимберлитовые туфобрекчии (КТБ) отнесены ко второму типу руды. ПК распространены в основном в юго-западной части рудного тела и пространственно сопряжены с АКБ, за исключением маломощных даек и крупных ксенолитов в КТБ.

Кимберлитовые туфобрекчии (КТБ), выполняющие кратерную часть месторождения до глубины 280 м (гор. –30 м) от дневной поверхности, выделены в отдельную разновидность, поскольку они характеризуются пониженной алмазоносностью в сравнении с АКБ и ПК. Среднее содержание алмазов класса –4+1 мм в них колеблются от 2,15 до 2,65 кар/т, в среднем составляя 2,45 кар/т. КТБ в центральной части кратера содержит до 90 % крупноглыбового ксеногенного материала и обладает минимальной алмазоносностью, в 2–3 раза более

низкой, чем в периферийных частях кратера. Особенностью строения кратерной части трубки является также горизонт ксенолитов, выполняющий нижнюю часть кратера; среднее содержание алмазов –4+1 мм в нем составляет всего 0,84 кар/т.

КТБ характеризуются более легкой обогатимостью.

Состав популяции алмазов трубки Ботуобинская и все их характеристики очень близки к таковым для трубки Нюрбинская, отличаясь в сопоставимых классах не более чем на 5–10 %.

Подсчет запасов производился при следующих условиях и кондициях (табл. 10):

– *нижний предел крупности* алмазов для подсчета запасов +2 у.с.к.(+1 мм);

– *количество попутно извлекаемых алмазов* класса у.с.к +2 – 7 % от балансовых запасов у.с.к. +2;

– *глубина отработки* запасов 780 м (до абс. отм. –530 м).

Таблица 10

Результаты подсчета запасов алмазов по трубке Ботуобинская [282]

Категория запасов	Среднее содержание алмазов, кар/т			Запасы алмазов, тыс. кар				
	у.с.к. +3 (с К (–4+1,2 мм) = 1,22)	у.с.к. +2	у.с.к. –2 (7 % от у.с.к.+2)	у.с.к. **–3+2**	у.с.к. **+3**	у.с.к.+2 (+1 мм)	у.с.к.– **2**	Всего **+2** у.с.к. и **–2** у.с.к.
C_1	5,09	5,79	0,41	9559,3	69828,0	79387,2	5557,8	84945,0
C_2	5,06	5,71	0,40	1816,0	13962,2	15778,2	1110,2	16888,4
Всего $C_1 + C_2$	5,09	5,78	0,40	11375,3	83790,2	95165,4	6668,0	101833,4

Подсчет запасов произведен методом геологических блоков на всю глубину разведки (980 м) между горизонтами от +170 до –730 м.

Глубина подсчета запасов и ресурсов алмазов и их категории по трубке Ботуобинская составили:

– 580 м (до абс. отм. –330 м) – категория C_1;

– 780 м (между абс. отм. от –330 до –530 м) – категория C_2;

– 980 м (между абс. отм. от –530 до –730 м) – категория P_1.

Подсчет запасов россыпи в контуре карьера для открытой отработки трубки ***Ботуобинская*** осуществлялся с учетом геологических параметров, аналогичных описанным для трубки Нюрбинская [282]. Подсчет запасов произведен в контурах карьера 1-й очереди.

При подсчете запасов применялись следующие параметры кондиций:

– оконтуривание россыпей производилось аналогично трубке Нюрбинская;

– минимальное содержание в краевой оконтуривающей выработке для россыпи – 0,2 кар/м^3 (0,09 кар/т);

–минимальная мощность продуктивного пласта россыпи – 1,0 м;

– нижний предел крупности алмазов для подсчета запасов у.с.к. +2 (+1 мм);

– доля попутно извлекаемых алмазов класса у.с.к –2–7 % от запасов у.с.к.+2.

Запасы алмазов трубки Ботуобинская утверждены протоколом ГКЗ № 4481 от 25.04.2015 г. по категориям А + В + C_1 в размере 79387,2 тыс. кар, по категории C_2 – 15 778,2 тыс. кар. Запасы подсчитаны по нижнему пределу крупности у.с.к. +2 (–1 мм) [52].

Балансовые запасы алмазов категории C_2 россыпи в контурах карьера трубки Ботуобинская составляют 589,2 тыс. кар.

Прогнозные ресурсы алмазов категории P_1, связанные с глубокими горизонтами месторождения, составляют 3,63 млн кар [112].

Кимберлитовое тело Майское (V-4-14) представляет собой крутопадающее дайкообразное тело неправильной сложной формы. По размерам запасов Майское относится к средним коренным месторождениям алмазов, по размерам площади поперечного сечения – к мелким.

В теле выделены три разновидности кимберлитов, различающиеся по степени алмазоносности: кимберлитовые брекчии (КБ), занимающие 54,6 % объема тела, автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) – 35,0 %, порфировые кимберлиты (ПК) – 8,8 % и «смешанный» тип – 1,6 %. Все они объединены в один технологический тип руды, поскольку их невозможно оконтурить и разделить на отдельные подсчетные блоки. Наиболее богатая алмазами северо-восточная часть тела сложена преимущественно АКБ и ПК, тогда как относительно обедненные центральная и юго-западная – в основном КБ с высокой концентрацией ксенолитов вмещающих пород.

Кимберлиты тела характеризуются крайне неравномерным распределением алмазов из-за весьма различного содержания ксенолитов вмещающих пород. Порфировые кимберлиты и автолитовые брекчии характеризуются в основном высокими содержаниями ($C_{ср.}$+0,5 мм – 5–20 кар/т и более, до 45,34 кар/т). Они образуют четко выраженный рудный столб в северо-восточной части тела длиной по простиранию от 150 до 100 м на нижнем горизонте с северо-восточным падением под углом 75°. Граница между богатыми и бедными (КБ с содержанием алмазов от 0,1 до 1–2, реже 3 кар/т) рудами – четкая.

Юго-западная и центральная части дайки, сложенные в основном КБ (89,3 %), слабоалмазоносны; среднее содержание алмазов кл. +0,5 мм – 0,13 и 0,79 кар/т соответственно.

Северо-восточная часть, сложенная преимущественно АКБ и ПК, высокоалмазоносна, среднее содержание алмазов кл. +0,5 мм от 6,08 до 15,04 кар/т.

С телом Майское, как и всеми кимберлитовыми телами Среднемархинского района, пространственно и генетически сопряжена одноименная мезозойская погребенная россыпь алмазов ближнего сноса. Продуктивный пласт включает отложения дьяхтарской толщи (нижняя залежь) и базальный горизонт укугутской свиты (верхняя залежь). Породы дьяхтарской толщи почти полностью перекрывают кимберлитовое тело и углубляются в него на 1,6–36,0 м (в среднем на 15–17 м). Среднее содержание ($C_{ср.}$) алмазов класса +0,5 мм в них над рудным телом составляет $C_{ср.}$ = 0,66 кар/т.

Подсчет запасов по телу Майское и сопровождающей его россыпи (в границах контура карьера) произведен в геологических контурах рудного тела при открытом способе разработки до глубины разведки месторождения 400 м с применением постоянных разведочных кондиций (табл. 11). Бортовое содержание алмазов в пробе – 0,2 кар/м^3, нижний предел извлечения алмазов по рудному телу и россыпи +1,0 мм (у.с.к. +2).

Таблица 11

Запасы и ресурсы алмазов (по классу +2 у.с.к) по кимберлитовому телу Майское, гор. от +165 до –335 м и россыпи в контуре карьера отработки [282]

Категория запасов и ресурсов	Средневзвешенное содержание алмазов, $C_{ср.}$ взв. кл. (–4+1,2 мм) с уч. К = 1,152, кар/т	Всего запасы алмазов кл. (+2 у.с.к) + (–2 у.с.к), тыс. кар
Всего по коренному месторождению $C_1 + C_2 + P_1$	1,92	18007,9
Россыпь Майская		
C_2, забалансовые	0,37	41,8
C_2, балансовые	0,92	256,5
Всего россыпь (баланс.+ забаланс. C_2)	0,77	298,3

Глубина подсчета запасов и ресурсов составила:

– 268 м (между абс.отм. +165 м (–35 м) по категориям C_1 и C_2 ;

– 400 м (между абс. отм. от –35 м до –165 м) по категории C_2;

– 568 м (между абс. отм. –135 м – от –165 до –335 м) по категории P_1.

На месторождении проводится комплекс работ для подготовки его к разработке.

Запасы трубки в соответствии с протоколом ГКЗ 4465 от 2015 г. [52] на 2020 г. утверждены по категориям А + В + C_1 по классу +2 у.с.к в размере 7426,1 тыс. кар, по категории C_2 – 5277,8 тыс. кар. Запасы россыпных алмазов в пределах контура эксплуатационного карьера по категории C_2 составили 239,7 тыс. кар.

Прогнозные ресурсы алмазов категории P_1, связанные с бортовыми частями месторождения, составляют 4,43 млн кар [112].

В ранге проявлений на площади Накынского поля показаны дайки Мархинская и Д-96 и кимберлитовое тело Озерное.

Проявление Дайка Мархинская (V-4-12) представляет собой субвертикальную дайку северо-восточного простирания (СВ 29°), залегающую в контролирующем Диагональном разломе от юго-западного окончания трубки Ботуобинская. Мощность ее от 2 до 15 м; оно прослежено на протяжении 2000 м и на глубину до 375 м от дневной поверхности. Она перекрыта толщей раннеюрских осадочных отложений.

Дайка сложена в центральной приподнятой части кимберлитовой туфобрекчией (КТБ) с высоким содержанием ксеногенного материала. Кровля рудного тела установлена на глубине 86,8 м (средняя абс. выс. +150 м). Краевые, более глубоко залегающие фланги дайки выполнены порфировыми ким-

берлитами; они встречены также на средних горизонтах центральной части тела и вблизи его контактов, слагая, видимо, участки пород первой фазы внедрения. Присутствие этих разновидностей кимберлитов свидетельствует о двух фазах формирования тела [280].

Типоморфными особенностями алмазов дайки Мархинская являются:

– полное отсутствие типоморфных для Накынского поля алмазов VIII разновидности (по Ю. Л. Орлову) и очень низкое содержание кристаллов с оболочкой IV разновидности;

– повышенное, по сравнению с трубками Нюрбинская и Ботуобинская, содержание типичных округлых алмазов, что является неблагоприятным фактором алмазоносности;

– очень низкое содержание двойников и сростков;

– преобладание колотых и трещиноватых камней; повышенное содержание алмазов с желто-зеленой фотолюминесценцией.

Качество алмазного сырья дайки низкое [256].

Прогнозные ресурсы алмазов категории P_1 по дайке Мархинская при протяженности оцененного участка 390 м составили 3,76 млн кар [112].

Проявление Кимберлитовое тело Озерное (V-3-26) находится на крайнем юго-западном окончании Накынского поля. На участке был выполнен комплекс работ, включающий 3D сейсморазведочные работы в сочетании с наклонным бурением. Это позволило вскрыть зону развития автолитовой кимберлитовой брекчии, расположенную на расстоянии около 300 м от ранее вскрытых на этом участке кимберлитов. В плане вскрытые точки с кимберлитами вытянуты вдоль предполагаемого продолжения Диагонального разлома.

Результаты работ показывают, что на этом участке находится кимберлитовое тело, имеющее промышленное значение; его оценку необходимо проводить с учетом результатов опережающих 3D сейсморазведочных работ. Было извлечено 130 кристаллов алмаза общим весом 0,59 кар.

По итогам ранее проведенных работ ресурсы коренной алмазоносности участка оценены по категории P_2; они составили 10,1 млн кар.

Проявление Дайка Д-96 (V-4-9) расположено в 650 м северо-восточнее трубки Ботуобинская, в полости Диагональгого разлома; вскрыта скважиной, сложена крупнопорфировым кимберлитом. При опробовании найдено шесть кристаллов алмаза [228].

Месторождение Верхне-Мунское расположено на правобережье р. Улах-Муна. Оно состоит из пяти наиболее крупных кимберлитовых тел Верхнемунского поля: трубки Заполярная (II-2-6), Новинка (II-1-10), Комсомольская-Магнитная (II-1-9), Деймос (II-2-8), Поисковая (II-2-7). Самой крупной из них является трубка Заполярная, в которой сосредоточено свыше половины всех балансовых запасов месторождения.

Последние по времени разведочные работы с использованием скважин наклонного бурения и крупнообъемного опробования с подсчетом запасов проводились в 2001–2006 гг. При этом трубка Заполярная была разведана до глубины 400 м, трубки Новинка и Комсомольская-Магнитная – до глубины 300–320 м, а трубки Поисковая и Деймос – до глубины 200 м. Разведанные запасы алмазов (+0,5 мм) для открытой добычи составили 41,0 млн кар, включая элювиально-делювиальную залежь, а прогнозные ресурсы глубоких горизонтов

оцениваются в 14,3 млн кар. Разработка месторождения будет осуществляться открытым способом [267]. В 2016 г. была предпринята также опытно-промышленная добыча алмазов месторождения, по результатам которой оно подготовлено к промышленной разработке [4]. В 2018 г. начата промышленная добыча алмазов.

Алмазоносность кимберлитов. Результаты разведки месторождения показали, что различные типы кимберлитовых пород в пределах рудных тел характеризуются близкой по значениям алмазоносностью: разница в содержаниях алмазов в порфировых кимберлитах и автолитовых кимберлитовых брекчиях составляет от 0,07 кар/т в трубке Комсомольская-Магнитная до 0,14 кар/т в трубке Заполярная. При этом алмазоносность рудных тел, слагающих трубки, нередко различается почти в 2 раза. Так, в трубке Заполярная, состоящей из северо-западного и юго-восточного тел, содержание алмазов составляет 0,86 и 0,48 кар/т соответственно. Содержание алмазов по частным пробам в северо-западном теле изменяется от 0 до 15,04 кар/т, в юго-восточном – от 0 до 5,08 кар/т. Средний вес одного кристалла соответственно составляет 2,14 и 6,78 мг (табл. 12).

В трубке Новинка содержание алмазов по частным пробам изменяется от 0 до 6,75 кар/т; оно выдержанное и с глубиной практически не изменяется. В трубке Комсомольская-Магнитная изменение составляет до 3,75 кар/т в Западном теле и до 22,14 кар/т – в Восточном. В трубке Деймос содержание алмазов по частным пробам изменяется от 0,00 до 5,59 кар/т, в трубке Поисковая –до 1,31 кар/т в Западном теле и до 4,16 кар/т – в Центральном теле [267].

По результатам опытно-промышленной разработки в валовой пробе № 2 трубки Новинка извлечен алмаз весом 153,78 кар. Максимально крупные камни по результатам разведки 2003–2006 гг. обнаружены в крупнообъемных пробах из трубки Комсомольская-Магнитная; они имели вес 57,55 и 22,93 кар соответственно.

Кристалломорфологическая и оптико-спектрометрическая характеристика алмазов. В ***трубке Заполярная*** (II-2-6) из крупнообъемных проб извлечены три кристалла класса –32 +16 мм, пять кристаллов класса –16+8 мм и 93 кристалла класса –8+4 мм. В керновых пробах такие камни отсутствовали.

В изученной выборке содержатся алмазы I, III, IV, V, VIII и IX минералогических разновидностей по классификации Ю. Л. Орлова. Подавляющее большинство алмазов (88,8 %) относится к I разновидности. Содержание индивидов III, IV, V разновидностей составляет 0,7, 0,5 и 0,1 % соответственно. Содержание поликристаллических сростков VIII и IX разновидностей в сумме достаточно велико и составляет 9,9 %.

Среди алмазов I разновидности установлены октаэдры, ромбододекаэдры, переходные формы ряда октаэдр–ромбододекаэдр, псевдогемиморфные кристаллы, кубоиды и бесформенные осколки без признаков кристаллографической огранки. Наиболее распространены типичные округлые кристаллы «уральского» типа (36,4 %), содержание переходных форм составляет 8 %; ламинарных ромбододекаэдров – 10,4 %. Алмазы III разновидности (0,7 %) представлены серыми и черными эмалевидными кубами. Кристаллы IV разновидности – 0,5 %, поликристаллических сростков VIII и IX разновидностей – в сумме 9,9 %.

Таблица 12

Основные параметры алмазоносности кимберлитов Верхне-Мунского месторождения по данным крупнообъемного опробования

№ п/п	Вес отобранных проб, т	Извлечено кристаллов		Среднее содержание алмазов, кар/т	Извлечено кристаллов в 1 т руды, шт.	Средний вес 1 кристалла, мг
		шт.	вес, мг			
		1. Трубка Заполярная (II-2-6)				
		Северо-западное рудное тело				
1	1402,436	112 486	241 206	0,86	80	2,14
		Юго-восточное рудное тело				
2	1401,870	19 072	131002,2	0,47	14	6,87
		2. Трубка Деймос (II-2-8)				
3	93,400	783	7244,5	0,39	8	9,25
		3. Трубка Новинка (II-1-10)				
		Западное рудное тело				
4	749,669	20 170	60998,4	0,41	27	3,02
		Восточное рудное тело				
5	717,732	31 035	92622,5	0,65	43	2,98
		4. Трубка Комсомольская-Магнитная (II-1-9)				
		Западное рудное тело				
6	651,461	23 247	74861,6	0,57	36	3,22
		Восточное рудное тело				
7	601,147	9822	40630,6	0,34	16	4,14
		5. Трубка Поисковая (II-2-7)				
		Центральное рудное тело				
8	498,778	8566	32887,2	0,33	17	3,84

По степени сохранности алмазов наиболее часто встречаются целые индивиды (45,1 %). Более половины (54,9 %) кристаллов имеют сколы, в основном механические (17,2 %), протомагматические (13,7 %), техногенные (11,1 %) и корозионные (8,4 %). Отмечается повышенное содержание кристаллов с трещи-

нами (54,8 %). Содержание кристаллов с признаками природного травления составляет 50,6 %. Довольно часто на алмазах отмечаются шрамы (18,9 %).

Доля алмазов с твердыми включениями составляет 56,6 %. Преобладают эпигенетические графит-сульфидные включения (45,3 %), реже – графит (10,2 %); в подчиненном количестве встречаются кристаллы с сингенетическими оливином (0,1 %) и хромитом (0,1 %) ультраосновного парагенезиса; оранжевый гранат (0,1 %) эклогитового парагенезиса.

Большинство камней в той или иной степени прозрачные, независимо от размеров кристаллов, непрозрачные кристаллы составляют 4,2 %. Доля полупрозрачных камней – 27,5 %. Общее содержание окрашенных кристаллов высокое (46,9 %). Преобладают алмазы с лилово-коричневой (29,5 %), серой (7,3 %) и дымчато-коричневой (6,8 %) окрасками, реже – окрашенные в черный цвет.

Крупные кристаллы (+4 мм) из крупнообъемных проб в основном прозрачные, бесцветные и характеризуются очень высоким качеством и ценой.

Результаты изучения поглощения в ИК области спектра с максимумом распределения в области $3–7 \times 10^{19}$ см$^{-3}$ свидетельствуют о преобладании среднеазотистых алмазов. По результатам спектроскопических исследований установлено повышенное содержание примесного азота в форме B_1.

Трубка Деймос (II-2-8). В изученной выборке установлены алмазы I, IV, VIII разновидностей. 95,83 % алмазов относится к I разновидности. Содержание индивидов IV разновидности и поликристаллических сростков VIII разновидности составляет 2,02 и 2,15 % соответственно.

Среди алмазов I разновидности установлены октаэдры, переходные формы, ромбододекаэдры, кубы, кубооктаэдры, янусы и индивиды без признаков огранки. Общее содержание алмазов октаэдрического габитуса в трубке низкое и составляет всего 9,72 %. Доля октаэдрических кристаллов заметно увеличивается с уменьшением класса крупности.

Наиболее распространенная габитусная форма среди алмазов – ромбододекаэдры. Общее содержание ламинарных и округлых ромбододекаэдров составляет 59,72 %. Содержание кристаллов без признаков кристаллографической огранки (осколков) составляет 20,71 %.

Трубка Новинка (II-1-10). В крупнообъемных пробах обнаружены крупные кристаллы классов: –32 + 16 мм − два кристалла, –16 + 8 мм − три кристалла, –8 + 4 мм – 42 кристалла.

Резко преобладают бесцветные, реже эпигенетически окрашенные в лилово-коричневые цвета алмазы I разновидности. Поликристаллические сростки VIII разновидности (5,0 %) и алмазы с оболочкой IV разновидности (1,1 %) редки.

По кристалломорфологическим особенностям среди алмазов I разновидности преобладают кристаллы октаэдрического габитуса (25,1 %) при заметном содержании переходных форм (17,1 %) и высоком количестве ламинарных ромбододекаэдров (19,2 %) и типичных округлых алмазов (14,6 %).

Общее содержание двойников и сростков высокое (24,7 %), причем среди них преобладают незакономерные сростки (6,8 %) и поликристаллические сростки (5,08 %).

Характерная особенность алмазов – высокое содержание камней с твердыми включениями (54,3 %). Среди них преобладают включения графита (26,0 %) и эпигенетические графит-сульфидные включения (27,02 %). Содержание сингенетических включений составляет в сумме 11,26 %. Они представлены минералами-узниками ультраосновной ассоциации (оливин, хромит, алмаз в алмазе).

Для изученных алмазов характерна довольно высокая степень сохранности (целостности) кристаллов с преобладанием целых камней. На долю обломков и осколков приходится 18,95 и 14,96 % соответственно.

Трубка Комсомольская-Магнитная (II-1-9). По данным крупнообъемного и технологического опробования в пробах найдены два кристалла класса крупности –32+16 мм весом 57,55 и 22,93 кар и 36 кристаллов класса –8 +4 мм.

В изученной выборке установлены алмазы I, IV, VIII разновидностей. Подавляющее количество из них (93,9 %) относятся к I разновидности. Содержание индивидов IV разновидности и поликристаллических сростков VIII разновидности составляет 2,7 и 3,4 % соответственно.

Общее содержание алмазов октаэдрического габитуса низкое – 15,9 %. Содержание переходных форм (от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитусу) составляет 14,4 %. Наиболее распространенной габитусной формой среди алмазов трубки Комсомольская-Магнитная являются типичные округлые ромбододекаэдры (27,1 %). На долю ламинарных ромбододекаэдров приходится 18,1 %. Содержание кристаллов без признаков кристаллографической огранки (осколки) составляет 13,1 %.

Алмазы IV разновидности представлены в основном ромбододекаэдрами и кубами, а также единичными кристаллами в форме октаэдра, куборомбододекаэдроида и тетрагексаэдроида.

Алмазы VIII разновидности представлены поликристаллическими сростками октаэдров, переходных форм и ромбододекаэдров.

По степени сохранности наиболее часто встречаются обломки (15,2 %), обломанные (20,3 %) и целые индивиды (28,3 %). Доля трещиноватых алмазов составляет 85,4 %.

Характерной особенностью алмазов является высокое содержание камней с твердыми включениями (61,9 %). Среди них преобладают включения графита (29,2 %) и эпигенетические графит-сульфидные (31,9 %) включения. Содержание сингенетических включений составляет в сумме 0,6 %.

Степень прозрачности камней довольно высокая. Резко преобладают (74,6 %) камни категории «прозрачные» при низком содержании «полупрозрачных» и «непрозрачных» индивидов (в сумме 12,0 %). Содержание окрашенных камней – 36,2 %, среди них преобладает дымчато-коричневая (14,0 %) и серая окраска (13,7 %).

Трубка Поисковая (II-2-7). В изученной выборке установлены алмазы I, IV, VIII минералогических разновидностей по классификации Ю. Л. Орлова. 97,7 % из них относятся к I разновидности; содержание индивидов IV разновидности и поликристаллических сростков VIII разновидности – 1,3 и 1,0 % соответственно. Среди крупных классов –8 + 4 мм и –4 + 2 мм встречаются алмазы, визуально похожие на кристаллы V разновидности (до 1 %), но они

отличаются меньшей дефектностью (трещиноватость, содержание графита, прозрачность).

Общее содержание алмазов октаэдрического габитуса, характерных для высокоалмазоносных кимберлитовых тел, низкое и составляет всего 4,43 %. Наиболее распространенной габитусной формой среди алмазов трубки являются типичные округлые алмазы (72,75 %) при отсутствии ламинарных ромбододекаэдров.

Особенностью алмазов трубки является низкое содержание двойников и сростков: монокристаллы составляют 90,9 % выборки. Доля алмазов с твердыми включениями составляет 55,0 %. Подавляющая масса кристаллов прозрачна. Суммарное содержание кристаллов весьма прозрачных и прозрачных составляет 80,35 %. Общее содержание окрашенных камней высокое (60,0 %).

Стоимостная оценка сырья проводилась в Центре сортировки алмазов (ЦСА) АК «АЛРОСА» (ПАО) по партии алмазов общей массой 10494,01 кар, извлеченных из крупнообъемных проб, отобранных при производстве разведочных работ 2001–2006 гг. и опытно-промышленной разработке месторождения в 2012–2014 гг. Стоимость алмазного сырья крупностью +0,2 у.с.к. по прейскуранту цен «Сентябрь 2015» составила в целом для Верхне-Мунского месторождения (трубки Заполярная, Деймос, Новинка и Комсомольская-Магнитная) 113,24 $ США за 1 кар.

Сумма балансовых запасов алмазов по месторождению, включающему пять наиболее крупных трубок (Заполярная, Новинка, Комсомольская-Магнитная, Деймос, Поисковая), на 1.01.2016 г. утверждена ГКЗ 19.05.2016 г. по категориям $A + B + C_1$ в количестве 30616,2 тыс. кар; по категории C_2 – 10 134 тыс. кар. Балансовые запасы элювиально-склоновых отложений составили около 277 тыс. кар [112].

Прогнозные ресурсы трубок поля составляют в сумме 14,33 млн кар [112].

На карте полезных ископаемых пять трубок Верхнемунского поля выделены в самостоятельные месторождения, т. к. в Госбалансе запасы приведены по отдельности (табл. 13.)

Таблица 13

Запасы алмазов в трубках Верхнемунского кимберлитового поля

№ п/п	Номер на карте	Название	Ранг месторождения	Категория запасов и прогнозов			
				C_1 (тыс. кар)	C_2 (тыс. кар)	$C_{заб.}$ (тыс. кар)	P_1 (млн кар)
1	II-1-9	Комсомольская-Магнитная	Среднее	4874,4	1732,9	–	3,9
2	II-1-10	Новинка	Среднее	7904,3	2635,9	–	2,2
3	II-2-6	Заполярная	Крупное	17837,5	3909,2	–	7,2
4	II-2-7	Поисковая	Среднее	–	–	1902,4	–
5	II-2-8	Деймос	Среднее	–	1578,9	–	1,03

Кроме рассмотренных выше трубок Верхнемунского кимберлитового поля еще семь его трубок считаются проявлениями (табл. 14).

Таблица 14

Характеристика трубок Верхнемунского кимберлитового поля

№ п/п	Номер на карте	Название	Размер, м	Количество найденных алмазов, шт.	Средний вес, мг	Содержание, мг/т
1	II-1-7	Зимняя	80 × 65	385	4,6	22
2	II-1-8	Легкая	90 × (20 × 25)	298	3,9	18
3	II-1-11	М-1	30 × 25	7	–	3,63
4	II-1-12	Интеркосмос	24 × 105	1	–	17,61
5	II-1-13	Верхняя	90 × 60	143	3,4	28
6	II-1-14	325 лет Якутии	50 × 35	432	6,6	16
7	II-2-5	Малая	35 × 30	58	6,6	34

Перспективные поисковые участки

Поисковые работы с целью расширения перспектив выявленных месторождений и поисков новых объектов проводились также в краевых частях Накынского алмазоносного района. В обширный комплекс работ входили ГИС, геохимические исследования, 3D сейсморазведочные работы, колонковое бурение вертикальных и наклонных скважин. По их результатам выделено четыре перспективных участка (рис. 25), рекомендуемые для постановки дальнейших работ [206].

1. Лиственничный. В его пределах был проведен комплекс геохимических исследований во вторичных ореолах рассеяния, по результатам которого были выделены перспективные участки Гх-236 и Гх-237. На них прогнозировалось присутствие небольших кимберлитовых тел – скорее всего, даек, что позволило рекомендовать их для дальнейших поисковых работ.

2. Северо-Западный расположен на северо-западном фланге Нюрбинской россыпи алмазов. Он практически совпадает с изученным ранее перспективным участком ***Ханнинский-1***. Здесь были выявлены признаки существования кимберлитов и связанной с ними россыпи. Работы на участке проводились с использованием методики бурения наклонных скважин со строго определенными параметрами для пересечения возможно рудоносных тектонических зон («рудоконтролирующих» разломов) Дьяхтарский и Ботуобинский. Ими же вскрывались также алмазоносные отложения юры, входящие в состав Нюрбинской россыпи.

Для оценки результатов использовался минералогический метод исследования керна скважин. При этом 65 проб из 773, отобранных из отложений укугутской свиты, содержали МИК хромшпинель-пироповой ассоциации, в четырех пробах были обнаружены алмазы. Результаты опробования дьяхтарской толщи несколько уступают укугутской свите: МИК выявлены только в 17 пробах из 343. Все находки МИК и алмазов в плане локализованы в контуре Нюрбинской россыпи и не выделяются на общем ее минералогическом фоне.

Кроме того, в зоне разломов скважинами вскрыты своеобразные базитовые и карбонатные эксплозивные брекчии, видимо, аналогичные рассмотрен-

ным в разд. «Магматизм». При этом в скв. 508/2 (инт. 382,1–383,1 м) при обогащении пробы из брекчий, расположенных на контакте дайки долеритов и карбонатных пород, были извлечены шесть зерен пиропов. Природа этих брекчий признана дискуссионной.

3. Озерный. На участке была вскрыта буровыми скважинами зона развития кимберлитовой брекчии, расположенная на расстоянии около 300 м от ранее вскрытых на этом участке кимберлитов. В плане точки с вскрытыми кимберлитами вытянуты вдоль предполагаемого продолжения Диагонального разлома. Результаты работ показывают, что на этом участке может находиться еще одно маломощное кимберлитовое тело, имеющее промышленное значение; признано, что его оценку необходимо проводить с учетом результатов опережающих 3D сейсморазведочных работ.

Следует отметить, что наклонными скважинами на участке Озерный были вскрыты пластовые интрузии долеритов. Однако при описании состава ксеногенного материала во вскрытых кимберлитах обломки долеритов не упоминаются.

4. Оперяющий. На этом участке была применена методика поисков с помощью бурения тектонических зон, направленная на поиски в их пределах МИК ближнего сноса, локализованных часто в депрессионных понижениях, заложенных по тектоническим нарушениям. По результатам опробования в шлиховых пробах установлены единичные МИК, в двух скважинах обнаружены обломки серпентина предположительно кимберлитового генезиса. В одной из наклонных скважин, пробуренных для заверки шлихоминералогической и геофизической аномалий, были вскрыты брекчии, в которых диагностированы МИК.

Кроме того, на этой площади проводились минералогические и геохимические исследования, по результатам которых выделено два перспективных участка, рекомендуемых для проведения дальнейших работ – Оперяющий-восточный и Оперяющий-западный, из которых второй по значимости поисковых критериев алмазоносности наиболее перспективен. Прогнозируемое в его пределах кимберлитовое тело, вероятнее всего, может быть подобно по своим характеристикам телу Майское, имеющему дайкообразную линейно-вытянутую форму, прослеженному на 430 м при мощности 15–40 м. На опоискованной площади прогнозируется выявление как минимум одного рудного тела размерами 200 × 35 м.

Для подсчета прогнозных ресурсов алмазов, исходя из близости к участку Озерный, были приняты параметры подсчета, которые использовались при подсчете ресурсов по этому участку [280]: глубина прогноза 200 м, среднее содержание 3,0 кар/т, удельный вес кимберлитов 2,40 т/м^3.

Следует отметить, что характеристика перспективности выделенных площадей в части коренной алмазоносности в отличие от россыпной выглядит недостаточно обоснованно, что отмечали и сами исполнители.

Были проведены также дополнительные работы на уч. Северный-ВПП с целью поисков прогнозировавшегося на нем кимберлитового тела. Для этого была пройдена дублирующая скважина 608/474-1, а также «крест» скважин с шагом 20 м. Скважиной вскрыты брекчированные породы, которые, по заключению В. П. Корниловой, относятся к карбонатизированным кимберли-

товым брекчиям, а по мнению специалистов ИГМ СО РАН – к карбонатитовым брекчиям, связанным с породами базит-ультрабазитового ряда. При этом МИК во вскрытых породах не обнаружены.

Противоречивые заключения о природе вскрытых образований не позволяют однозначно оценить перспективы участка на выявление коренных месторождений алмаза. Дальнейшее проведение работ на участке не рекомендуется.

В Чомурдахском кимберлитовом поле, попадающим на территорию листа своим южным окончанием, известно одно проявление ***Трубка Уральская*** (I-3-1). Из трубки, сложенной кимберлитовой брекчией, извлечен один кристалл алмаза весом 3,3 мг [174].

В пределах Севернейского кимберлитового поля выявлены всего две трубки взрыва – Рассвет и Артык и одна кимберлитовая дайка – Дробленая. Алмазов в них не обнаружено, тем не менее ряд авторов приводит прогнозные ресурсы категории P_3, равные 33,6 млн карат [318].

Формация алмазоносных россыпей

Россыпи алмазов на площади листа принадлежат к двум генетическим типам: погребенные россыпи в древних конгломератах, представленные единственной россыпью – Нюрбинская, и весьма многочисленные россыпи в аллювиальных отложениях современной речной сети.

Россыпь Нюрбинская (V-3-17). С кимберлитовыми телами Накынского поля – коренными месторождениями алмазов – пространственно и генетически сопряжены погребенные мезозойские россыпи алмазов ближнего сноса в делювиальных, делювиально-пролювиальных, делювиально-коллювиальных образованиях карстовых воронок дьяхтарской толщи и в пролювиально-аллювиальных и озерных отложениях укугутской свиты юры. Они относятся к разным геолого-промышленным типам, но рассматриваются как две промышленные залежи единой россыпи Нюрбинская.

Многоярусная гетерогенная россыпь Нюрбинская – уникальная по всем параметрам алмазоносная россыпь рэт-раннеплинсбахского возраста; она является крупнейшей по размеру запасов алмазов в РФ. Россыпь относится к числу сложнопостроенных древних россыпей ближнего сноса минерагенической формации древних конгломератов. Она сформировалась в результате длительной денудации высокоалмазоносных кимберлитовых тел Накынского поля кимберлитов в континентальных условиях, переноса и переотложения алмазоносного материала, на первом этапе – в карстовых полостях в условиях теплого влажного климата, на втором – в условиях аллювиально-озерной равнины в умеренном климате. Основным поставщиком алмазов для россыпи являлась высокоалмазоносная кимберлитовая трубка Нюрбинская, в меньшей мере – все остальные кимберлитовые тела Накынского поля. Она имеет четко выраженное двухъярусное строение. К нижнему ярусу относятся образования дьяхтарской толщи, а к верхнему – породы нижней части укугутской свиты.

Положение россыпи Нюрбинская в пространстве определяется, кроме коренных источников алмазов, особенностями тектонического строения района, в котором она расположена. Она находится в центральной части Вилюйско-

Мархинской зоны разломов, представляющей собой бортовую северо-западную часть Вилюйской палеорифтовой системы, включающей большое число разрывных нарушений, рассекающих палеозойское основание, служащее плотиком россыпи, и характеризуется блоковым строением. Блоки обычно имеют удлиненную в северо-восточном–юго-западном направлении форму. В процессе детального изучения было установлено, что плотик россыпи имеет часто клавишное строение, характеризующееся образованием серии грабенообразных депрессий амплитудой до нескольких десятков метров, ограниченных разломами и разделенных приподнятыми блоками.

Продуктивные отложения россыпи Нюрбинская выполняют одну из таких депрессий – Дюлюнг-Дьяхтарскую, сформированную в дьяхтарское время (поздний триас), имеющую общее северо-восточное простирание и долиноподобную форму. Длина россыпи – 9 км; ее верхняя, северо-восточная часть, начинающаяся у трубки Нюрбинская, имеет ширину 0,5–1,0 км, а в нижней, юго-западной она расширяется до 4 км (рис. 25) [277]. Депрессия выработана в терригенно-карбонатных породах балыктахской свиты верхнего кембрия – нижнего ордовика; расположена между двумя крупными разломами Вилюйско-Мархинской зоны – Северным и Южным, которые, возможно, ее и ограничивают. Поперечный профиль депрессии в верхней, северо-восточной части корытообразный, а в нижней, юго-западной – неясно выраженный, с очень пологими склонами. Уклон тальвега депрессии в верховьях составляет первые градусы, а в нижней части почти отсутствует.

Рельеф бортов и днища депрессии осложняют многочисленные карстовые воронки. Большинство из них связано с зонами разломов, причем самые крупные тяготеют к участкам их пересечения. Форма большинства воронок в плане изометричная, близкая к овальной (чашевидная, конусовидная и колодцевидная с почти вертикальными стенками), размер от 10 до 500 м; они вытянуты обычно вдоль разломов, которые во многом определяют их морфологию и ориентировку. По генезису выделяются коррозионно-просадочные, коррозионно-провальные и коррозионно-суффозионные воронки. По их стенкам иногда видны зеркала и борозды скольжения.

Шлейф кимберлитового материала в россыпи четко контролируется бортами депрессии и протягивается в юго-западном направлении от трубки Нюрбинская, образуя типичную россыпь ближнего сноса конусообразной формы (рис. 25).

Плотик россыпи сложен карбонатными и терригенно-карбонатными образованиями балыктахской свиты верхнего кембрия – нижнего ордовика, кимберлитами, а также корами выветривания по тем и другим; его поверхность представляет собой доюрский эрозионный уровень, имеющий региональный наклон на юг–юго-запад. Рельеф его характеризуется чередованием отрицательных и положительных форм с амплитудой 20–30 м. Сформирован он в результате совместной деятельности процессов разрывной тектоники, выветривания, эрозии и карстообразования. Его характерной чертой являются глубокие, часто линейные впадины глубиной до 50 м, шириной от 12 до 40 м, которые нередко развиты вдоль контактов кимберлитовых трубок с вмещающими породами и в зонах разломов Вилюйско-Мархинской системы; трубку Нюрбинская они обрамляют с северо-востока и юго-запада. Борта впадин, как пра-

вило, крутые, вплоть до субвертикальных. Трубки Ботуобинская и Нюрбинская образуют в рельефе плотика слабовыпуклые возвышенности с амплитудами до 30 м, во всех направлениях от их центров наблюдается понижение кровли плотика.

С этой поверхностью связаны повсеместно развитые как на кимберлитах, так и на вмещающих их породах *остаточные коры выветривания*; их возраст считается средне-позднетриасовым. В них выделяются верхняя делювиально-инфильтрационная и нижняя элювиальная зоны мощностью соответственно 1–6 и 3–10 м, иногда – до 30 м. По данным опробования, эти отложения практически не алмазоносны.

Нижний этаж (залежь) россыпи представлен дьяхтарской толщей; она относится к классическим карстовым россыпям ближнего сноса. Толща сложена продуктами разрушения кор выветривания вмещающих карбонатных пород и кимберлитов. Она не имеет сплошного площадного распространения, будучи приурочена к локальным палеодепрессиям – эрозионно-карстовым впадинам в домезозойском рельефе, развитым на участках повышенной трещиноватости, особенно в зонах контакта кимберлитов с вмещающими породами и в зонах тектонических нарушений. Размер карстовых полостей в горизонтальном сечении изменяется от 10 до 500 м. В карстовой впадине на юго-западном фланге трубки Ботуобинская глубина воронки достигает 60 м (рис. 34). Кроме того, осадки того же типа, «вмытые» в открытые трещины вдоль периметра трубки и в карстовые полости в породах балыктахской свиты, обнаружены скважинами и шахтой на трубке Ботуобинская на глубинах 120–150 м. Количество их особенно велико у северо-восточного, южного и юго-западного флангов трубки.

Заполнение карстовых полостей происходило, видимо, достаточно длительное время, в различных физико-географических обстановках; в их составе выделяется несколько фациальных разностей пород, различающихся степенью алмазоносности. Как по площади, так и в разрезе дьяхтарской толщи наиболее распространенным литотипом, слагающим основной ее объем, являются делювиальные отложения склонов. Фации глинисто-алевритовых осадков проточных карстовых озер и конусов выноса и застойных озерных водоемов распространены меньше и характеризуются менее высокой продуктивностью. Ограниченным распространением пользуются образования, получившие название «сидеритовых руд». Они образуют линзы среди озерных отложений толщи и отвечают наиболее застойным условиям развития мелких карстовых озер. В бортовых частях депрессий развита фация наземных обвалов, оползней и обрушений карстовых полостей, представленная преимущественно брекчиями с различным содержанием крупных глыб и блоков вмещающих пород.

Дьяхтарская толща характеризуется плохой сортировкой материала и отсутствием слоистости в большинстве литотипов. Среди них доминируют перемещенные и повторно литифицированные пестроцветные алеврито-глинистые породы с содержанием пелитовой составляющей от 60 до 100 %, с щебнем окремненных доломитов и известняков. Пески и песчаники встречаются редко, в виде линзовидных прослоев. Обычны линзы лигнитовых аргиллитов, железистых конгломератов, брекчий, глыбы и блоки вмещающих

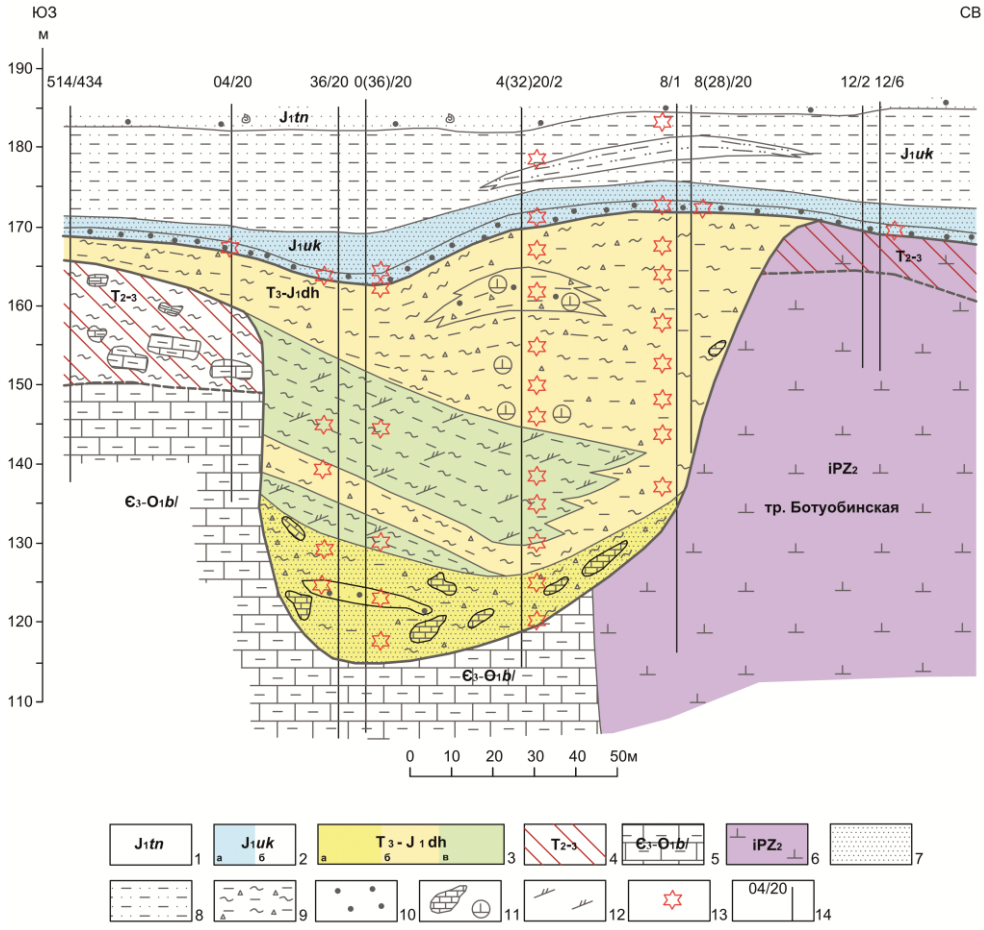


Рис. 34. Строение россыпи алмазов Нюрбинская в районе юго-западного окончания трубки Ботуобинская *(по Е. В. Тарских, 2015ф).*

Юрская система, нижний отдел: *1* – тюнгская свита – пески с гравием и галькой; *2* – укугутская свита: *2а* – продуктивная на алмазы, *2б* – стерильная. Алевропесчаники, в основании пески с гравием и галькой, базальный горизонт конгломератов. **Триасовая система, верхний отдел – юрская система, нижний отдел:** *3* – дьяхтарская толща, глины алевритистые с щебнем, пески, брекчии, конгломераты; *3а* – карстовые провально-оползневые брекчии; *3б* – просадочно-оползневой горизонт; *3в* – озерные и пролювиальные осадки. **Триасовая система, средний–верхний отделы:** *4* – кора выветривания. **Кембрийская система, верхний отдел – ордовикская система, нижний отдел:** *5* – балыктахская свита – алевролит известково-доломитовый. **Средний палеозой:** *6* – кимберлиты. *7* – пески; *8* – алевропесчаники; *9* – глины алевритистые с щебнем; *10* – конгломераты; *11* – обломки пород разного состава; *12* – углефицированные растительные остатки; *13* – находки алмазов; *14* – буровые скважины и их номера.

пород и кимберлитов, возникшие в результате обрушения. Провально-оползневые брекчии содержат линзы гравия, песка, алевро-пелитового материала, а также аргиллиты, алевролиты; имеют обычно алеврито-пелитовый и песчанистый заполнитель. Характерны многочисленные следы сползания и гравитационного скольжения. В породах встречаются изредка бобовины лимонита и гидрогётита. В аргиллитах иногда проявлена тонкая слоистость озерного типа. Для них характерна высокая степень трещиноватости; по стенкам трещин видны многочисленные зеркала и борозды скольжения.

Карстовая воронка (впадина эрозионно-карстового генезиса?), примыкающая с юго-запада к трубке Ботуобинская и выходящая на доюрскую палеоповерхность (рис. 35), имеет размеры 165 × 210 м при максимальной глубине 53 м; склоны ее крутые – около 40–45°. Она выполнена толщей, в составе которой выделены три литолого-генетических типа пород (снизу вверх, м).

1. Карстовые провально-оползневые брекчии, сложенные угловатыми глыбами и мелкими обломками пород субстрата с 20–30 % алевритоглинистого и песчаного алмазоносного материала 7–28

2. Просадочно-оползневой горизонт – пестроцветные щебнистые глинистые и алевритовые неслоистые «мусорные» породы со следами сингенетических гравитационно-оползневых деформаций, с многочисленными оолитами гидроокислов железа, изредка с линзами глинистых гравелитов и мелкообломочных брекчий. Этот горизонт составляет обычно основную массу залежи 15–47

3. Озерные и пролювиально-озерные осадки с тем же типом деформаций, что и сл. 2. В центральной части воронки залегает крупная линза пестроцветных аргиллитов и алевролитов с обилием углефицированного растительного детрита 13–17

Общая мощность алмазоносных пород, выполняющих воронку 28–57 м. По данным литологических анализов, в составе отложений доминируют глинистые разности пород.

Тяжелая фракция пород толщи представлена преимущественно аутигенными минералами: пиритом, сидеритом, реже – гидроокислами железа, содержание которых достигает 80–100 % веса фракции. Аллотигенные минералы образуют преимущественно ильменитовую ассоциацию; они включают ильменит, пироксен, дистен, ставролит, альмандин, гроссуляр, магнетит; неустойчивые минералы отсутствуют. Выход тяжелой фракции низкий, содержание ильменита в ней составляет 20–50 %. В легкой фракции основными минералами являются кварц, кремни, калиевый полевой шпат, плагиоклаз [276].

МИК распределены в породах толщи весьма неравномерно: от полного отсутствия до ураганных (тысячи знаков на пробу объемом 10 л). Они образуют устойчивую, идентичную кимберлитам трубки хромшпинель-пироповой ассоциации. Пиропы нередко фиксируются визуально. В гранулометрическом составе МИК доминирует класс –1 мм. Поверхность зерен пиропов и хромшпинелидов, как правило, корродирована. Степень сохранности зерен высокая, следы механической обработки отсутствуют. Пиропы с келифитовой каймой, как и в коре выветривания кимберлитов, не встречены. В составе легкой фракции преобладают кварц, полевые шпаты, кремни.

Отложения дьяхтарской толщи представляют собой нижнюю залежь россыпи Нюрбинская; вблизи кимберлитовых тел уровень алмазоносности до-

стигает высоких значений, снижаясь по мере удаления от них. При разведке россыпи в границах контура карьера трубки Ботуобинская было установлено, что более 90 % запасов сосредоточено в рассмотренной выше воронке.

Породы дьяхтарской толщи повсеместно перекрываются продуктивными отложениями верхней залежи россыпи Нюрбинская.

Верхний этаж (залежь) россыпи представлен укугутской свитой нижней юры. Разрез свиты характеризуется выдержанными строением и составом пород, относящихся к одному завершенному мезоритму континентальных осадков прибрежной равнины. Нижняя часть разреза свиты мощностью 3–5 м сложена песками и песчаниками конусов выноса рек, а верхняя – алевролитами и аргиллитами пресноводно-бассейнового и озерно-болотного генезиса. Мощность свиты в головной части россыпи составляет 12–14 м, постепенно увеличиваясь в юго-западном направлении и в районе тела Майское достигает 20–26 м.

В разрезе свиты выделяются две фациальные разновидности пород, отражающие различные условия осадконакопления. Фация пролювиальных осадков временных водотоков, представленная в основном мелкогалечными конгломератами, гравелитами, пользуется наибольшим площадным распространением. Фация пролювиально-озерных осадков развита ограниченно, только в верхней части Дюлюнг-Дьяхтарской депрессии. Эти отложения менее алмазоносны по сравнению с пролювиальными осадками временных водотоков.

Обычно свита сложена алевропесчаниками с редкой галькой в прибортовых частях депрессий, глинистыми алевролитами, конгломератами, песчаниками с галечно-гравийным материалом, щебнем кремней, выветрелых карбонатных пород, кимберлитов. Породы насыщены углефицированным растительным детритом, встречаются маломощные линзы бурых углей; многочисленны сидеритовые и пирит-марказитовые стяжения и конкреции. Слоистость пород разнообразна. Свита залегает с неглубоким размывом на породах дьяхтарской толщи; со стратиграфическим несогласием – на корах выветривания, терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя и среднепалеозойских траппах; перекрывается отложениями тюнгской свиты.

Продуктивный алмазоносный горизонт укугутской свиты, слагающий ее базальную грубообломочную часть, имеет небольшую (от долей метра до 2,4 м) мощность, в северной части депрессии возрастающую иногда до 17 м, изменчивый литологический состав и характеризуется крайне неравномерным распределением алмазов. Граница его с подошвой резкая, слабоволнистая. Кровля продуктивного горизонта в отдельных разрезах не имеет четкой литологической границы; в этом случае она проводится по резкому падению (до полного исчезновения) содержаний МСА и алмазов в шлиховых пробах.

Наиболее высокоалмазоносны широко распространенные конгломераты и гравелиты начального этапа осадконакопления, развитые в базальной части укугутской свиты в головной, северо-восточной части россыпи, где они слагают линзовидные пласты. В плане они образуют делювиально-пролювиальный шлейф конуса выноса, простирающийся с северо-востока на юго-запад с вершиной в районе трубки Нюрбинская. Головная часть конуса имеет ширину до 2 км; в юго-западном направлении ширина его возрастает и в 5–7 км от трубки составляет 3–4 км.

Базальный грубообломочный горизонт верхней залежи в пределах большей части депрессии простой по строению и однороден по составу. Он сложен однообразными брекчиевидными мелкогалечными конгломератами и гравелитами невыдержанной мощности. Участки с повышенной мощностью (10–16 м) приурочены в основном к домезозойскому грабену, связанному с зоной Ботуобинского разлома. Породы продуктивного горизонта характеризуются исключительно плохой промытостью и окатанностью обломочного материала. В 500–800 м южнее трубки Нюрбинская конгломераты сложены угловатыми и угловато-окатанными обломками карбонатных пород, реже кремнями (6 %) и кварцем (4 %). Размеры обломков варьируют от 2 до 5 см. Содержание псефитового материала изменяется: 30–70 %. Цемент состоит из алевропелитового несортированного материала с примесью песка, слаболитифицирован, иногда пиритизирован, содержит обильную вкрапленность ильменита и редкие зерна пиропа.

Отложения такого типа характерны для коротких постоянных и временных водотоков с крайне ограниченным водосбором и слабой гидродинамикой, характерной для водотоков раннеукугутского времени. Незначительная величина эрозионного вреза водотоков подтверждается полным отсутствием в базальных конгломератах галек траппов при обилии траппового ильменита.

Содержание тяжелой фракции низкое (1–15 г/м^3); в ней преобладает ильменит (40–80 %), реже встречаются пирит, сидерит, эпидот, альмандин, а также МИК и алмазы. Легкая фракция песков и песчаников имеет олигомиктовый состав при содержании кварца до 60–80 %.

Грубообломочные отложения укугутской свиты продуктивны на всей площади их развития в пределах Дюлюнг-Дьяхтарской депрессии и по всему разрезу. Распределение алмазов в них неравномерное. В плане они концентрируются в струях, включающих в себя линзы и гнезда. В поперечном сечении россыпи струи, более обогащенные кимберлитовыми минералами, тяготеют к тальвеговой части депрессии, к участкам, сложенным наиболее крупнообломочным материалом (рис. 35).

Несмотря на то, что пролювиальный генезис обусловил плохую сортировку обломочного материала, в вертикальном разрезе отчетливо намечается тенденция увеличения содержания тяжелых минералов, в том числе алмазов, к базальным частям продуктивного пласта. В целом содержание алмазов в породах верхней залежи выше и распределение их более равномерное по сравнению с отложениями дьяхтарской толщи, что связано с более высокой степенью зрелости отложений свиты.

В генетическом отношении верхняя залежь россыпи Нюрбинская представляет собой типичную пролювиальную россыпь, сформированную в условиях гумидного климата.

Кровлей продуктивного алмазоносного горизонта служат стерильные глинистые алевролиты с обильным растительным детритом вышележащей части укугутской свиты.

Общей закономерностью для обеих залежей россыпи Нюрбинская является то, что максимальные концентрации МИК и алмазов тяготеют к зоне Ботуобинского разлома. В шлиховых пробах, отобранных в ее пределах, установлены повышенные концентрации МИК, достигающие более 1000 зерен на 1 пробу, а также многочисленные находки алмазов [206].

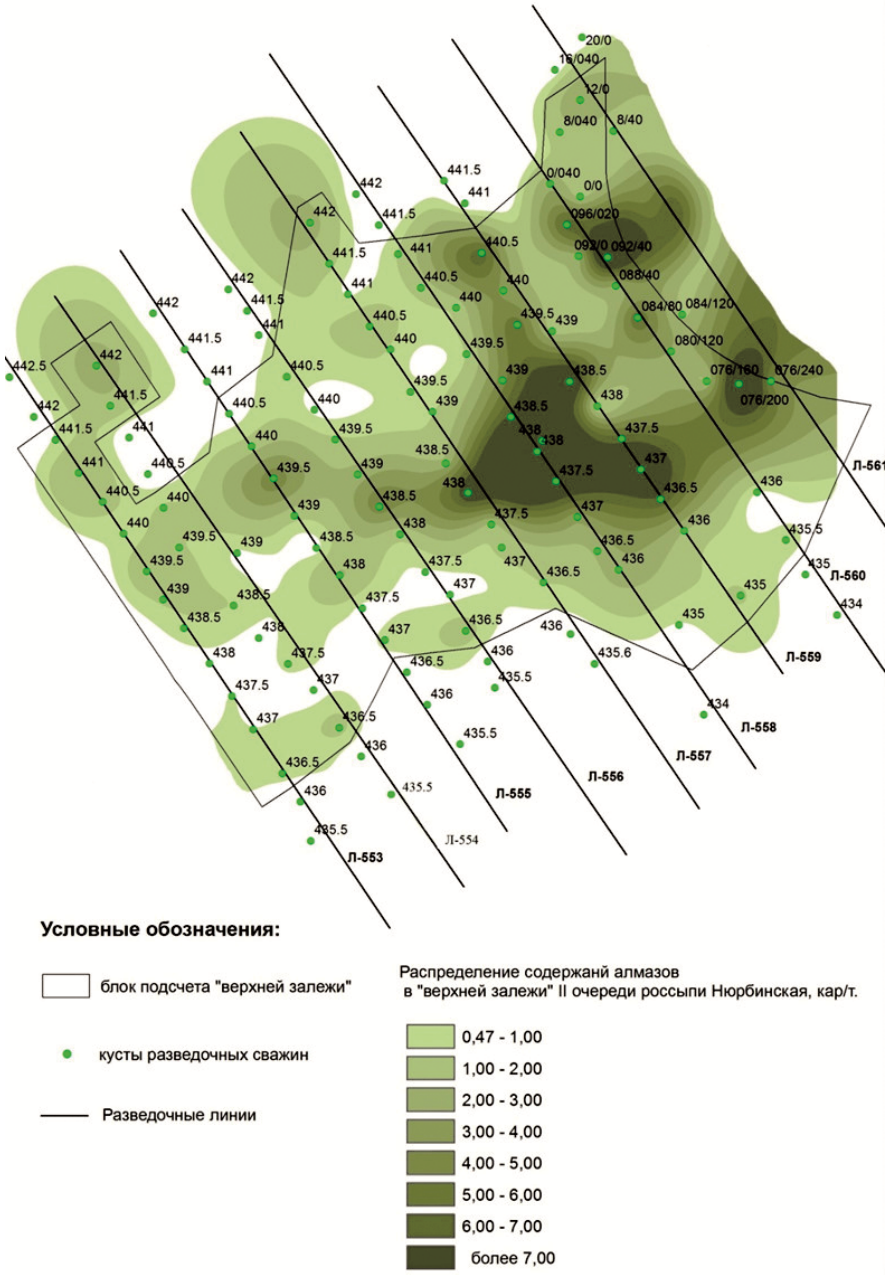


Рис. 35. Распределение содержаний алмазов в «верхней залежи» (укугутская свита) [282].

В процессе разведки было установлено, что наиболее эффективной технологией разработки россыпи Нюрбинская следует считать открытый способ путем расширения действующих карьеров трубок Нюрбинская и Ботуобин-

ская. Подземный способ отработки россыпи оказался неприемлемым вследствие низких прочностных свойств укугутских и дьяхтарских образований, что может вызвать неустойчивость кровли и бортов подземных горных выработок, а также значительной мощности продуктивного пласта. В настоящее время начата разработка россыпи.

Характеристика алмазов россыпи в контурах карьера Нюрбинский. Изученные коллекции алмазов связаны с двумя залежами россыпи – укугутской свитой и дьяхтарской толщей, добытые во время разведки. Из них были исследованы очень небольшие выборки алмазов: 41 кристалл из пород укугутской свиты и 487 кристаллов из дьяхтарской толщи, что позволило провести только предварительную оценку их свойств.

Алмазы укугутской свиты. По гранулометрическому составу алмазы принадлежат к классам –4+0,2 мм, среди которых доминирует размерность –1+0,5 мм, индивиды которой составляют более 56 % всех камней. Отмечается незначительное увеличение средних весов камней в каждом гранулометрическом классе по отношению к камням из коренного источника. Сохранность алмазов укугутской свиты оценена по сводному гранулометрическому классу –4+0,5 мм; коэффициент сохранности этих кристаллов равен 0,5, что указывает на высокую степень поврежденности камней. 95 % индивидов в выборке представлены I разновидностью алмазов; типоморфная для кимберлитов IV разновидности составляет около 5 % от общего количества. Среди основных габитусных типов в выборке доминируют камни октаэдрического ряда при минимальной доле ламинарных ромбододекаэдров.

Алмазы дьяхтарской толщи. Изучены камни гранулометрических классов –8+0,5 мм; оценка степени сохранности кристаллов показала, что суммарное содержание камней, принадлежащих к категориям расколотых, обломков и осколков, составляет более 60 % выборки. Коэффициент сохранности равен 0,44.

Распространенность основных габитусных форм среди алмазов дьяхтарских отложений аналогична выявленной для алмазов укугутской свиты, при незначительном увеличении индивидов без признаков кристаллографической огранки (до 10 % от общего количества кристаллов) и кубоидов (2,5 %).

Среди алмазов из россыпи в пределах карьера трубки Нюрбинская резко (81 %) преобладают бесцветные, реже эпигенетически окрашенные в лилово-коричневые цвета кристаллы I разновидности при высоком содержании кристаллов с оболочкой IV разновидности (15,6 %) и поликристаллических агрегатов VIII разновидности (3,1 %). Присутствуют также окрашенные в желтые цвета кристаллы II разновидности (0,3 %).

Сравнительный анализ типоморфных признаков алмазов (распределение кристаллов по габитусным типам, морфологическим группам, распространенность двойников и сростков, степень сохранности кристаллов) из трубок Ботуобинская и Нюрбинская алмазов из перекрывающей их россыпи (дьяхтярская толща и укугутская свита) позволяет говорить о полной аналогии исследованных выборок кристаллов. Выявленные отличия в среднем весе кристалла по размерным группам, целостности кристаллов, присутствие в выборке россыпных алмазов индивидов с признаками выкрашивания вершин и ребер объясняются условиями транспортировки и формирования алмазоносных россыпей.

Минералогическая и оптико-спектроскопическая характеристика алмазов. Минералогические и спектроскопические исследования были выполнены для выборки из 831 кристалла с участка россыпи третьей очереди россыпи Нюрбинская. При этом установлено, что в целом кристалломорфологические характеристики этих алмазов весьма близки к свойствам алмазов из трубок Нюрбинская, Ботуобинская и полученным ранее данным по россыпи Нюрбинская. Была выявлена устойчивая тенденция к увеличению в россыпи доли кристаллов со скульптурами травления. Повышенное их содержание закономерно прослеживается в юго-западном направлении от трубки Нюрбинская.

По гранулометрическому составу алмазы россыпи занимают промежуточное положение между трубками Нюрбинская (с наиболее высоким содержанием кристаллов класса –2 + 1 мм) и Ботуобинская (с наиболее высоким содержанием кристаллов класса –1 + 0,5 мм). Кристаллы относительно повышенного качества (с высокой степенью сохранности и прозрачности, малотрещиноватые, без двойников и включений) в россыпи и трубках встречаются практически в равных концентрациях.

В пределах участка россыпи в юго-западном направлении происходит снижение содержания кристаллов –2 + 1 мм при увеличении доли алмазов класса –1 + 0,5 мм. В этом же направлении возрастает содержание кристаллов переходных форм (на фоне снижения доли осколков), камней со скульптурами травления, незначительно повышается количество целых бесцветных монокристаллов, не имеющих трещин и включений, принадлежащих к группе алмазов относительно повышенного качества.

Алмазы обеих залежей (дьяхтарской и укугутской свит) весьма схожи по своим типоморфным особенностям. К отличиям можно отнести повышенное содержание ожелезненных кристаллов из дьяхтарских отложений. Следует отметить, что кристаллы с окраской «морской волны» присутствуют только в дьяхтарских отложениях, хотя алмазы с зеленой пигментацией встречаются в пробах как дьяхтарской, так и укугутской свиты. Кроме того, в кристаллах из укугутских отложений повышено (на 8 %) содержание малоазотистых (до 400 at. ppm) индивидов, но в дьяхтарских отложениях больше (на 7 %) алмазов с концентрацией общего азота 400–600 at. ppm. Немного чаще среди кристаллов из укугутских отложений встречаются кристаллы с малой агрегацией азота (до 30 % в B-форме).

Спектроскопические исследования показали также, что в выборке алмазов доминируют алмазы с розово-сиреневым свечением в УФ-лучах, габитуса, переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому, при подчиненном содержании ламинарных ромбододекаэдров и октаэдров I разновидности. Доля додекаэдроидов весьма низкая. Содержание алмазов в «оболочке» составляет 7 %. Характерно также высокое содержание кристаллов со скульптурами травления и алмазов с включениями. Часто встречаются кристаллы со слабым ожелезнением. Доля двойников и сростков и окрашенных камней низкая.

По данным ИК-спектроскопии среди изученных алмазов преобладают алмазы с малыми (до 400 at. ppm – 37 %) и средними (от 400 до 800 at. ppm – 43 %) концентрациями структурной примеси азота, а обогащенных азотом (от 800 до 2200 at. ppm). Содержания примеси водорода увеличены у 42 % алмазов.

В период начальной стадии добычи из россыпи в пределах контура карьера Нюрбинский был проведен сравнительный анализ типоморфных особенностей алмазов из россыпи с сопоставимыми гранулометрическими классами алмазов из кимберлитов по данным эксплуатационной разведки. Обобщение всех полученных данных показало, что в среднем характеристики алмазов из россыпи Нюрбинская ближе всего к таковым из трубки Нюрбинская, чем к какому-либо другому коренному источнику алмазов Накынского поля. Однако для различных участков россыпи были выделены свои характерные особенности алмазов, а также отмечены некоторые изменения их свойств [211]. Часть этих отличий согласуется с общепринятыми представлениями о соотношении свойств алмазов в коренных источниках и россыпях. К их числу относятся:

– повышенное содержание типичных округлых додекаэдроидов;

– повышенное (более чем в 1,5 раза) содержание целых и в незначительной степени поврежденных камней, очень низкое содержание обломков и осколков;

– повышенное (более чем на 15 %) содержание камней без трещин;

– повышенное (почти на 20 %) содержание камней категории «прозрачные».

Однако другие отличия находятся с ними в явном противоречии:

– высокое содержание алмазов с оболочкой различного габитуса IV разновидности, окрашенной в желто-зеленые, серые и зеленовато-серые цвета;

– повышенное более чем в 2 раза содержание поликристаллических агрегатов VIII разновидности;

– пониженное в 2 раза содержание кристаллов без признаков кристаллографической огранки;

– высокое содержание двойников и сростков;

– повышенное (на 10 %) содержание окрашенных камней – за счет увеличения содержания алмазов с оболочкой;

– высокое содержание кристаллов с эпигенетическими включениями графита в ассоциации с сульфидами. По содержанию сингенетических включений изученные алмазы близки к кристаллам из верхних горизонтов коренного тела.

Эти противоречия заставляют полагать, что выводы сделаны на непредставительном количестве исследованных камней – или о том, что на состав исследованной коллекции влияет привнос камней из иных, пока неизвестных коренных источников.

Подсчет запасов алмазов россыпи Нюрбинская

Разведка и подсчет запасов россыпи осуществлялись во время работ третьей очереди.

На первой из них в 2001–2007 гг. были подсчитаны запасы алмазов в пределах контура эксплуатационного карьера кимберлитовой трубки Нюрбинская по категории C_2 (апробированы ГКЗ МПР России (протокол от 25.04.2001 г. № 645) и ГКЗ Роснедра (протокол от 29.05.2009 г. № 1934).

Во время разведки второй очереди в 2007–2010 гг. были выполнены ТЭО кондиций и подсчет запасов алмазов россыпи за пределами разведанных запасов в контуре карьера Нюрбинский (Утверждены ГКЗ Роснедра по категориям $C_1 + C_2$ (протокол № 2650 от 14.12.2011 г.).

Работы третьей очереди по россыпи Нюрбинская проведены в 2012–2016 гг. Участок третьей очереди россыпи примыкает с юго-запада к разведанным запасам второй очереди. Подсчет запасов алмазов третьей очереди выполнен по категории C_2 раздельно для верхней (нижний горизонт укугутской свиты) и нижней залежи (дьяхтарская толща).

По сложности геологического строения, в соответствии с классификацией ГКЗ, россыпь Нюрбинская была отнесена к третьей группе.

Подсчет запасов алмазов россыпи Нюрбинская произведен методом геологических блоков в геологических границах продуктивных отложений по категории C_2: блок X – «Верхняя залежь» (укугутская свита), блок XI – «нижняя залежь» (дьяхтарская толща) (табл. 15). При подсчете запасов приняты следующие кондиции:

– бортовое содержание алмазов в краевой выработке и в пробе для оконтуривания залежей в плане и в разрезе – 0,40 кар/м^3 (0,19 кар/т);

– балансовые запасы подсчитаны раздельно по верхней и нижней залежам для рентабельно извлекаемых алмазов условного ситового класса (+2 у.с.к.).

Таблица 15

Сводный подсчет запасов песков, алмазов (по классу +2 у.с.к) по выделенным блокам в контуре III очереди россыпи Нюрбинская по состоянию на 01.01.2017 г. [277]

Номер блока и категория запасов	Запасы песков (P), тыс. м^3	$C_{ср.}$ у.с.к.+2, кар/м^3	$C_{ср.}$ у.с.к. –2, кар/м^3	Запасы алмазов (Q), у.с.к, +2, тыс. кар	Запасы алмазов (Q), у.с.к. –2, тыс. кар	Запасы алмазов (Q) всего, тыс. кар
Балансовые запасы						
Всего балансовые по Бл. (X+XI) C_2	3928,9	1,61	0,11	6322,3	442,5	6764,8
Забалансовые запасы						
Всего забалансовые по Бл. (X+XI) C_2	1299,3	0,71	0,05	920,2	64,4	984,6

Продуктивный пласт россыпи Нюрбинская имеет двухъярусное строение, включает алмазоносные породы укугутской свиты (верхняя залежь) и дьяхтарской толщи (нижняя залежь). Перекрыт толщей осадочных пород мезозоя и кайнозоя, мощность которой над трубкой Нюрбинская составляет 60,0 м, а в юго-западной части россыпи увеличивается до 78,6 м.

Средняя мощность продуктивного пласта «верхней залежи» – 5,8 м, «нижней залежи» – 7,5 м.

Средняя мощность торфов для юго-западной части россыпи составила 78,6 м.

Суммарные запасы алмазов (по классу +2 у.с.к) по I–III очередям россыпи Нюрбинская, утвержденные протоколом ГКЗ № 5213 от 1.12.2017 г., составляют 14511,9 тыс. кар по категориям $A + B + C_1$ и 12592,7 тыс. кар по категории C_2.

Россыпи р. Марха. В результате поисковых и разведочных работ, проводившихся Амакинской экспедицией в течение 1954–1963 гг., установлена алмазоносность русловых, косовых, пойменных и террасовых россыпей р. Марха и некоторых ее притоков. Найдены алмазы также в «водораздельных галечниках» ханчалинской свиты. Содержание алмазов в россыпях колеблется в пределах от 0,003 до 0,03 кар/м^3. Если эти бедные россыпи р. Марха в первые годы после открытия алмазов имели определенный интерес, то в настоящее время они утратили свое первоначальное значение.

Наиболее изучена россыпь Энердек (Энердекский дражный полигон (VI-3-16), расположенная в среднем течении р. Марха, общей протяженностью 47 км. Месторождение включает в себя отрезок русла с косами Закатная, Устричная, Береговая, Верхние Острова, Молодежная, береговыми отмелями Улегир–Энердек, русловыми отмелями и накоплениями галечников на дне реки, а также узкую полосу пойменной террасы, прилежащую к руслу. Ширина россыпей колеблется от 70 до 560 м, а мощность рыхлых отложений – от 0,3 до 8 м. Продуктивная толща «песков» сложена гравийно-галечным материалом с небольшой примесью песчано-глинистого вещества следующего состава: валуны (класс +100 мм) – 1,53 %; галька (классы –100 + 8 мм) – 38,81 %; гравий (классы –8 + 2 мм) – 12,73 %; песок (классы –2 + 0,5 мм) – 14,01 %; тонкий песок и глина (класс –0,5 мм) – 22,7 % [283]. Плотиком россыпей служат коренные породы (с севера на юг): органогенные известняки меикской серии нижнего силура, долериты вилюйско-мархинского комплекса, покровы базальтов аппаинской свиты верхнего девона, доломиты харьяюряхской свиты среднего девона и алевролиты и глины сунтарской свиты юры. Основной фон шлиха слагает пироксен – 76,8–90,0 %, ильменит – 9–30 %, магнетит – 4–9 %.

Алмазы месторождения представлены в основном мелкими кристаллами весом до 10 мг. Отмечается постепенное уменьшение среднего веса кристаллов с севера на юг от косы Устричная до отмели Энердек. Концентрация алмазов достигает 2–15 мг/м^3, при среднем содержании 0,03 кар/м^3 (максимальное по пробе – 1,3 кар/м^3, минимальное – 0,005 кар/м^3). Средний вес алмазов –14,9 мг, содержание камней весом более 0,5 кар составляет 1,4 %. Среди алмазов преобладают октаэдры – 37,8 %, ромбододекаэдры – 32,7 %, переходные – 29,9 %. Подавляющая масса относится к низким сортам. Количество двойников и различного рода сростков 24,4 %, три четверти – камни трещиноватые, колотые; с включениями графита, оливина – 33 %; камни лимонно-желтого цвета – 30 %, ювелирные камни – 1,4 % [283]. Алмазы преимущественно класса +0,5 мм. Запасы, утвержденные ГКЗ в 1957 г., категорий B, C_1 и C_2 составляют 740,7 тыс. кар, позже они переведены в забалансовые [52], по рангу россыпь относится к средней. При эксплуатации месторождения по-

путно можно добывать ильменит, содержащийся в тяжелой фракции шлихов. Запасы ильменита составляют 32695,5 т.

В русле р. Марха в пределах территории листа выделено еще шесть россыпей с подсчитанными запасами: две малые – Нижние Острова (VI-3-28) и Усть-Нимелиме (VI-3-13), четыре средние (V-3-13,52, VI-3-29,34) и четыре россыпи в ранге проявлений (III-1-12, IV-2-6, V-3-5,8). Все они по геологическому строению и продуктивности аналогичны месторождению Энердек.

Краткая характеристика россыпей алмазов приведена в табл. 16.

На левом берегу р. Марха, начиная от устья р. Ханя, отчетливо прослеживаются пять надпойменных террас высотой от 12 до 90 м. Мощность «песков» террас – 5–6 м. Отложения II–IV террас характеризуются низким (0,003–0,006 кар/м^3) содержанием алмазов при довольно частой встречаемости одиночных кристаллов. Почти на порядок выше концентрация алмазов в аллювии I надпойменной террасы – 0,016 кар/м^3.

«Водораздельные галечники» древней гидросети на левобережье р. Марха ниже устья р. Ханя образуют единую плащеобразную алмазоносную залежь протяженностью и шириной свыше 60 км, прорезанную многочисленными притоками р. Марха. По результатам опробования галечники характеризуются низкой алмазоносностью со средними содержаниями алмазов 0,0055–0,004 кар/м^3 [283; 299].

Россыпи бассейна р. Муна. На территории листа расположены 10 россыпей в долине р. Муна и ее притоков.

Средняя россыпь Уулаах-Муна (II-1-5) открыта Амакинской экспедицией в 1955 г. Она охватывает нижнее течение р. Улах-Муна (24 км) и отрезок в 2,5 км долины р. Муна ниже устья р. Улах-Муна. Россыпь приурочена к галечникам русла, кос, низкой и высокой поймы, реже – I надпойменной террасы. Ширина продуктивных пластов колеблется от 75 до 525 м. В целом для россыпи характерны выдержанность мощностей «песков» (средняя 2,54 м) и относительно выдержанное содержание алмазов. Плотиком служат коренные известняки силигирской и чукукской свит среднего кембрия или элювиальные обломки и плиты известняков, сцементированные желтой, серой или зелено-серой глиной. Общий выход тяжелой фракции в продуктивных отложениях не превышал 1 %, в ее составе отмечены пироп, ильменит, редко оливин и хромдиопсид.

В составе обломочного материала галечников преобладают местные породы, очень редки кремни, яшмы, кварциты. Гранулометрический состав отложений: мелкая галька 25–16 мм – 24–26 %, средняя галька 50–25 мм – 12–16 %, крупная галька 100–50 мм – 7–12 %, валуны – 1–6 %, гравий – до 40 %, мелкозем – до 8 %. Галечный материал окатан плохо.

Среднее содержание алмазов – 0,099 кар/м^3. Кристаллы размером от 0,5 до 1,0 мм составляют 33,8 %; от 1,0 до 3,0 мм – 49,7 %; от 3,0 до 5,0 мм – 15,1 %; более 5,0 мм – 1,4 %. По форме преобладают ромбододекаэдры – 65 %, октаэдры – 23,8 %. Переходные формы – 11,2 %. Двойники и сростки – 20,3 %; 60 % кристаллов содержат твердые включения. Основную массу алмазов составляют кристаллы весом до 15 мг. Большинство кристаллов бесцветные, прозрачные, с сильным блеском, достаточно много дымчатых (около 36 %), реже встречаются желтый и другие тона. Наиболее распространены алмазы

Таблица 16

Характеристики аллювиальных россыпей алмазов площади листа Q-50 – р. Марха

Номер на карте	Название	Ранг россыпи	Длина, км	Ширина, м	Мощность песков, м (от до)	Количество кристаллов	Суммарный вес, мг	Среднее содержание, кар/м³	Запасы и ресурсы, категория, тыс. кар
Россыпи бассейна р. Муна									
I-2-9	Луна	Россыпь	1,8	75–150		54	473,7	0,015	
II-1-5	Уулаах-Муна	Средняя	25,6	75–1525	2,54	5 240	70 900	0,099	Заб – 426,0
II-1-4	Улах-Муна	Россыпь	5,0			155	1322,7	0,018–0,116	
II-2-1	Мунская	Россыпь	10,2			478	4796,8	0,025	
II-2-3	Верхняя Муна	Россыпь	9,85			726	5431,5	0,02	
II-4-1	Средняя Муна 1	Россыпь	5,8			43	703,0	0,004	
I-4-18	Средняя Муна 2	Россыпь	37,0	50	1,3	680	7435,1	0,4	
I-6-2	Средняя Муна 3	Россыпь	2,0	50		2361	22287,6	3,0–8,3	
I-5-3	Севернэй	Малая	4,4	15–40	0,5 (0,3–1,5)	198	3325,7	0,66	C_2* – 74,812 P_2* – 358
II-5-4	Мунакан	Россыпь	1,8			52	728,6	0,02	
Россыпи р. Чимидикян									
II-5-42	Участок Заполярный	Россыпь	1,8	30–40	2,0 (0,6–3,9)	78	451,8	0,01	
III-6-10	Участок Весенний	Россыпь	1,5	40–60	1,2 (до 1,9)	47	918,5	0,048	
III-6-19	Участок Поворотный	Россыпь	3,5	50–60	1,3 (до 2,7)	165	2671,9	0,06	
III-6-22	Участок Маршрутный Нижний	Россыпь	5,5	50–60	1,4 (до 3,5)	198	3835,6	0,083	P_2* – 493
III-6-28	Участок Заутесный	Россыпь	3,4	40–50	1,1	105	1071,7	0,04	
III-6-30	Участок Нижне-Чимидикянский	Россыпь	4,2	50–60	1,2	146	1751,2	0,05	
Россыпи р. Тюнг									
III-4-7	Участок Алексеевский	Россыпь	11,4	120–200	(0,1–0,5)	943	>5040,7	0,011	P_2* – 2992
III-5-13	Тюнг	Россыпь	5,4		(1,1-1,8)	636	8005,5	1,55	
III-6-37	Участок Сухановский	Россыпь	7,9	120–150	1,4	152	2181,7	0,043	
III-6-43	Участок Перекатный	Россыпь	5,2	70–120	0,4 (до 1,7)	100	1117,4	0,04	
IV-6-6	Участок Широтный	Россыпь	3,3	80–100	2,1	602	1420,6	0,014	
IV-6-14	Участок Западный (р. Сред. Салакут)	Россыпь	2,4	15–205	1,0 (0,9–2,1)	69	701,4	0,028	
IV-6-16	Коса Высокая	Россыпь	2,25	80–110	2,1 (до 8,3)	211	414,1	0,009	
IV-6-19	Участок Октябрьский	Россыпь малая	7,6	100–200	1,9 (0–5,0)	960	>4500	0,009	C_2* – 29,68
IV-6-20	Участок Антоновский	Россыпь малая	6,9	100–200	1,9 (0,5–7,0)	849	3389,2	0,009	C_2* – 25,03
Россыпи р. Марха									
III-1-12	Шелагонцы	Россыпь	5,7	150–200	(0,5–3,0)	34	461,0	0,004	
IV-2-6	Хорошая	Россыпь	1,4	200	(0,7–5,7)	83	661,8	0,003	
V-3-5	Верхняя	Россыпь	3,7	200	(0,15–2,0)	49	825,6	0,011	
V-3-8	Усть-Хання	Россыпь	3,2	60–180	(0,5–2,4)	46	798,8	0,022	
V-3-13	Усть-Хання–Курунг-Юрях	Средняя	48	150–320	(0,1–3,5)	171	1488,8	0,009	C_2* – 116,6
V-3-52	Участок Подпорожный	Средняя	28	200–400	1,4 (0,3–5,0)	1447	18612,65	0,027	C_2* – 132,2
VI-3-13	Усть-Нимелиме	Малая	6	120	1,2 (0,3–2,9)	1412	13944,2	0,07	C_2* – 65,0
VI-3-16	Энердекский дражный полигон	Средняя	47	70–560	2,4 (0,3–7,5)	11 452	129282,4	0,029	Заб. – 740,7
VI-3-28	Нижние Острова	Малая	4,0	150–200	(2,7–5,2)	969	8578,0	0,018	C_2* – 46,326
VI-3-29	Дымок	Средняя	34	250–450	(0,1–8,0)	5535	34257,8	0,019	C_2* – 517,892
VI-3-34	Опытная	Средняя	36,8 (в пределах листа Q-50 – 26,0)	до 500	(0,05–7,25)	1687 (из них 66 – терраса)	11685,5	0,012	C_2* – 238,789
Россыпи левых притоков р. Марха									
V-3-58	Накын	Россыпь	24		(1,0–7,6)	680	5389,4,0	0,024	
V-4-62	Терют-Тамах	Россыпь	1,0		(1,0–1,25)	54	296,4	0,008	
Россыпи р. Моркока									
V-1-6	Веселая	Россыпь	7,4	до 300	(1,5–8,0)	18	569,9	0,006	
V-2-8	Нижняя	Россыпь	10,1	80–120	(0,1–2,3)	284	1783,7	0,005	
V-2-9	Поворотная	Россыпь	2,6	140–150	(0,5–5,2)	33	2623,8	0,002	
V-2-10	Гусиная	Россыпь	1,3	60–180	(0,5–5,3)	32	328,1	0,0017	

* Данные по отчетам предшествующих исследователей.

с занозистой штриховкой, округлые, с полицентрически растущими гранями. По сохранности преобладают целые и слегка поврежденные кристаллы. По качеству алмазы низкосортны. Источником питания россыпи являются трубки Верхнемунского кимберлитового поля [183].

Запасы, утвержденные в 1960 г. в количестве 426 тыс. т кар, отнесены к забалансовым [52].

Россыпь Улах-Муна в железистых конгломератах (II-1-4) протяженностью 5 км расположена на левой пойменной террасе р. Улах-Муна. Она выполняет глубокие впадины в подстилающих известняках, по-видимому, карстового происхождения и включает в себя отдельные россыпи Долгожданная, Находка, Средняя, Звездочка, Уралка. Продуктивные отложения представляют собой сильно выветрелую и ожелезненную толщу, состоящую из гравийно-галечного и валунного материала «экзотического» состава (кремни, кварциты, магнетит и гематит), сцементированную пластичной каолинизированной и ожелезненной глиной. Возраст – предположительно плейстоцен–голоцен. В 1957 г. из концентрата проб объемом 186,5 м^3 извлечено 155 кристаллов алмаза общим весом 1322,7 мг. Содержание алмазов – от 0,018 до 0,116 кар/м^3 [183].

Малая россыпь Севернэй (I-5-3) протяженностью 4,4 км расположена в верховьях р. Северная, ниже по течению от руч. Пищуха. Из трех мелкообъемных проб по русловым отложениям извлечено 198 кристаллов алмаза суммарным весом 3325,7 мг (содержание 0,66 кар/м^3), что дало основание подсчитать запасы категории C_2 в количестве 74 812 кар [197]. В 2015 г. были подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 на отрезке 14 км от руч. Холомолох (расположенного в 8 км севернее руч. Пищуха) до руч. Курунг-Юрях в количестве 358 тыс. кар, а категории P_3 на участке от руч. Холомолох до руч. Ырас-Юрях (50 км) 1108 тыс. кар. Среднее содержание алмазов принималось 0,35 кар/м^3 [291].

Россыпи рек Чимидикян, Тюнг и их притоков. Поиски алмазоносных россыпей на реках Тюнг, Чимидикян и их притоках по отдельным поисковым участкам с крупнообъемным опробованием проводилась партией № 144 Амакинской экспедиции в 1952–1959 гг. В результате выделены участки русел с повышенным содержанием или большим количеством найденных алмазов, которые считаются россыпями; для некоторых из них посчитаны запасы. Всего выделено 15 россыпей.

По реке Чимидикян наибольший интерес представляют россыпи участков Поворотный (III-6-19), Маршрутный Нижний (III-6-22), Заутесный (III-6-28) и Нижне-Чимидикянский (III-6-30), расположенные в его нижнем течении. Русло реки здесь широкое – 50–60 м и характеризуется значительным накоплением крупнообломочного материала. В низкой воде обнажаются многочисленные косы, отмели и острова. Мощность русловых отложений в среднем равна 1,2 м. В составе обломочного материала преобладают местные карбонатные породы нижнего кембрия, изредка траппы; содержание экзотического кремнистого материала не превышает 15–20 %.

Минералогический состав тяжелой фракции шлихов из русловых отложений характеризуется значительным содержанием ильменита (48,2–70,5 %), альмандина (10,7–16,4 %), пироксена (1,8–27,1 %), магнетита (7,2–11,3 %).

В единицах и долях процентов встречаются рутил (0,3–4,4), циркон (2,0–5,3) и эпидот (3,0). В знаках и редких знаках отмечаются золото, корунд, лимонит, лейкоксен, сфен, шпинель, хромит, дистен, ставролит, гроссуляр, турмалин, апатит, пироп, уваровит и хлоритоиды.

Средний вес кристаллов алмаза из русловых отложений изменяется от 10,3 мг (Заутесный) до 18,7 мг (Маршрутный Нижний) и 19,5 мг (Весенний). Увеличение среднего веса на уч. Весенний (III-6-10) объясняется находкой одного кристалла алмаза весом 409,2 мг. Средние содержания от 0,02 кар/м^3 (Нижне-Чимидикянский) до 0,083 кар/м^3 (Маршрутный Нижний) [239]. При повторном опробовании в начале 2000-х годов некоторых россыпей р. Чимидикян средние содержания увеличились. Так, для участка Нижне-Чимидикянский оно возросло до 0,05 кар/м^3 [293].

Минералы-спутники алмазов прослеживаются по всему течению р. Чимидикян. Наиболее высокое их содержание отмечено на отрезке реки от уч. Маршрутный Нижний до уч. Поворотный. Количество пиропов на шлих в 10 л варьирует от единиц до сотен знаков [239].

В 2007 г. подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 для отрезка в 72 км, начиная от устья р. Чимидикян. Для верхней части руслового аллювия до глубины 0,2 м они составляют 0,416 млн кар, для остальной части – 0,077 млн каратов, всего 0,493 млн каратов [293].

В верхнем течении р. Тюнг находится уч. Алексеевский (III-4-7), развитый в известняках нижней подсвиты силигирской свиты. Высокая пойма и первая терраса здесь составляют одно поле шириной 1,5–3,0 км, располагающееся по левому берегу. Галечники средней мощностью 7,6 м почти полностью состоят из карбонатного мелкообломочного материала, кремнистая галька и гравий присутствуют в количестве не более 10–15 %. Русловые отложения состоят из гравийно-галечно-щебнистого материала, сильно глинистого в нижних горизонтах. На долю кремнистых пород приходится лишь 5 %.

Минералогический состав шлихов из русловых отложений характеризуется большим содержанием ильменита (60,4 %), значительным – магнетита и лимонита (12,9–16,5 %). Пиропы встречаются почти повсеместно, достигая на левобережных косах ниже устья р. Дадын содержания 100–300 знаков на пробу. В 1961 г. из руслового и пойменного аллювия извлечено 308 кристаллов алмаза суммарным весом 2170,7 мг [239].

При проведении ГГС-50 в 1978 г. в 6 км ниже устья р. Далдыкан в узкой полосе протяженностью 20–30 м извлечено 200 кристаллов алмаза, содержание составило 4,0 кар/м^3, пиропов – до 30–60 знаков на шлих, пикроильменита более 1000 знаков на шлих. Это объясняется тем, что на этом участке пласты кембрийских известняков наклонены под углом 20–30° навстречу течению, образуя «щетку» – эффективную ловушку для минералов тяжелой фракции. Алмазы отсортированы – преобладают кристаллы класса от +1 до –4 мм (81 %), средний вес кристалла – 18 мг.

При повторном опробовании участка в 2000-х годах из шлиховых и мелкообъемных проб отмыто 435 кристаллов алмаза суммарным весом 2870 мг [179, 293]. Алмазы мелкие, средний вес одного кристалла – 5,8 мг; среднее содержание в русловых отложениях 0,011 кар/м^3, в пойменных – 0,03 кар/м^3.

По правому борту в вершине небольшого ручейка алмазы найдены в поле «железистых галечников» типа улах-мунских (III-4-10). Они состоят из кремнистой гальки и гравия (до 60 %) и карбонатной щебенки, плит и дресвы. Характерная особенность состава галечников – присутствие в зернистом материале большого количества зерен лимонита и магнетита в сростках (20–45 %). Из двух крупнообъемных проб извлечено 36 кристаллов алмаза весом 579,9 мг при среднем весе одного кристалла 16 мг, содержание составляет 0,021 кар/м^3 [239].

Также в районе участка Алексеевский опробованы юрские конгломераты тюнгской свиты нижней юры (III-4-14). Найдено 18 кристаллов алмаза; содержание 0,02 кар/м^3, средний вес одного кристалла 6,2 мг.

В правом притоке р. Тюнг найден алмаз весом 5390 мг, или 26,95 кар, названный «Счастливая Находка» (III-4-11); из подсчета содержания он был исключен. Алмаз представляет собой обломок более крупного кристалла (примерно 3/4 первоначального) и обладает следующими размерами: длина – 13,35 мм, ширина – 12,2 мм, толщина – 9,24 мм. Это кристалл переходной формы с крупным участком поверхности протомагматического скола коричневого цвета, сильнотрещиноватый и ожелезненный, с многочисленными хлопьевидными включениями графита. Он сложен тонкими дитригональными слоями роста, обладает четкими зигзагообразными гранными швами и притупленными вершинами. Поверхности ромбододекаэдра выпуклые, слегка волнистые, покрытые занозистой штриховкой, местами переходящей в тонкую черепитчато-шестоватую скульптуру. Местами поверхности почти гладкие, покрытые многочисленными мелкими кавернами [239]. Этот алмаз до сих пор остается уникальной находкой в бассейне р. Тюнг. Кроме того, здесь были встречены одиночные крупные камни весом 409,2 мг; 306,4 мг; 286,2 мг; 261,3 мг.

Россыпь Тюнг (III-5-13) протяженностью 5,4 км, выделенная в 2007 г., отличается высоким содержанием алмазов – 1,55 кар/м^3. Тогда же была проведена оценка прогнозных ресурсов категории P_2 на 110-километровом отрезке русла р. Тюнг, начиная от русла р. Далдыкан и далее вниз по течению (на 28 км ниже устья р. Тюнгкян). Общие прогнозные ресурсы составили 2,992 млн кар, в том числе по верхней части на глубину 0,2 м – 2,224 млн кар [293].

Далее вниз по течению р. Тюнг известны россыпи участков Сухановский (III-6-37), Перекатный (III-6-43), Широтный (IV-6-6), Западный (р. Сред. Салакут (IV-6-14), Коса Высокая (IV-6-16), Октябрьский (IV-6-19) и Антоновский (IV-6-20).

Наиболее изучены россыпи участков Октябрьский и Антоновский. Здесь в русле реки в меженный период обнажаются многочисленные косы и острова, сложенные крупнообломочным материалом, некоторые из них имеют размеры до 600 × 100 м. Также встречаются острова-отторженцы первой террасы размером до 700 × 100 м.

Петрографический состав русловых и пойменных отложений характеризуется абсолютным преобладанием галек экзотических пород (91 %): кремни – 80 %, кварц и кварциты по 5 %, яшмы – до 1 %; местные породы известняки – 5 %, песчаники – 3 %, траппы – 1 %. Гранулометрический состав резко непо-

стоянный, но преимущественно мелкогалечный. Разрез отложений русла, поймы и первой террасы делится на два горизонта: верхний, состоящий из мелкогалечного материала, связанного хорошо отмытым среднезернистым песком и нижний со значительной примесью крупных обломков местных пород и глины.

В шлихах доминирующую роль играет ильменит – 82 %, в процентах содержатся магнетит, альмандин, пироксен, циркон, эпидот. В знаках и долях процентов – пирит, лимонит, рутил. В редких знаках – лейкоксен, хромит, дистен, ставролит, актинолит, тремолит, сфен, шпинель, роговая обманка, турмалин, хлорит, апатит, хлоритоид. В единичных знаках отмечаются золото (до 13 знаков на 10-литровый шлих), корунд – до 20 знаков, анатаз, брукит, уваровит, хлорит и пирит [239].

Содержание алмазов в русловых и пойменных отложениях для участков составляет 0,009 кар/м^3, для террасы 0,004 кар/м^3. Алмазы представлены кристаллами низких весовых категорий, преимущественно от 1 до 5 мг (60 %), алмазы весом до 10 мг составляют 91,4 %. Средний вес алмазов для уч. Антоновский равен 5,2 мг, для уч. Октябрьский – 4,5 мг.

Запасы, подсчитанные по участку Октябрьский, составляют 29,68 тыс. кар, для Антоновского 25,03 тыс. кар [239].

В боковых притоках рек Чимидикян и Тюнг скопления руслового крупнообломочного материала довольно значительны. Они также были опробованы на алмазы.

Алмазы бассейна р. Тюнг по габитусу резко отличаются от алмазов Среднемархинского, Далдыно-Алакитского и Малоботуобинского районов (лист P-49). По этому критерию они близки к алмазам Верхнемунского кимберлитового поля, которое может являться основным, если не единственным, источником алмазов Тюнгских россыпей [239].

На полотне карты выделено 55 россыпных проявлений алмазов, к ним были отнесены находки не менее 20 кристаллов из одной пробы или кристаллы с очень большим весом, или из нескольких проб на небольшом отрезке, при этом 53 проявления – из четвертичных отложений. Подробное описание каждого проявления дано в базе данных.

Многочисленные отдельные находки алмазов в четвертичных отложениях (447 точек) были сделаны при шлиховом и мелкообъемном опробовании русловых, пойменных и косовых отложений рек и их многочисленных притоков, вплоть до ложков. Также опробовались делювиальные отложения, отложения надпойменных террас, «водораздельных галечников». Подробное описание дано в базе данных.

Алмазоносность отложений карбона, перми и юры. Алмазы, кроме Накынского района, где выявлена крупная промышленная Нюрбинская россыпь, найдены также в отложениях тюнгской и укугутской свит нижней юры в верховьях р. Чимидикян и на правобережье р. Тюнг в его среднем течении. Обычно это находки единичных кристаллов (11 точек), лишь в двух местах (III-4-14, III-6-33) при крупнообъемном опробовании извлечено 18 и 30 кристаллов алмаза суммарным весом 112,1 и 182,5 мг соответственно, при содержании 0,02 и 0,04 кар/м^3 [239].

На юго-западе территории, относящейся к периферической части Тунгусской синеклизы, два кристалла алмаза встречены в отложениях боруллойской свиты средней перми и четыре в ботуобинской свите верхнего карбона – нижней перми (VI-1-14, 16, 32).

Ореолы МСА (МИК)

На территории листа минералы-спутники алмаза встречаются повсеместно, но распределение их неравномерно. Это объясняется широким распространением их коренных источников как на площади листа, так и в его ближайшем окружении, сложной и длительной историей их денудации и особенностями транспортировки и аккумуляции в различных условиях, охватывающей интервал геологического времени не менее 200 млн лет. Учитывая значение минералов-спутников как главного поискового признака возможного присутствия кимберлитов, далее мы будем рассматривать их как ореолы МИК – минералов-индикаторов кимберлитовых пород. К числу главных из них обычно относятся гранат-пироп и пикроильменит, реже встречаются хромшпинелид, хромдиопсид и совсем редко – циркон.

В процессе многолетнего изучения площади листа было выявлено девять наиболее высококонтрастных участков, на которых МИК образуют повышенные концентрации; изучение минерального состава популяции и свойств составляющих их минералов позволяет устанавливать их генезис, а для некоторых дает основание прогнозировать их связь с локальными коренными источниками. Следует заметить также, что изучение химизма МИК дает, кроме того, возможность в какой-то мере прогнозировать также тип и свойства коренного источника, в том числе – его алмазоносность.

Пять из таких участков находятся в Муно-Тюнгском районе и четыре – в Среднемархинском. Большинство ореолов выявлено в аллювии современной речной сети – преимущественно в русловых и пойменных, реже – террасовых отложениях, меньшая часть – в прибрежно-морских осадках раннеи среднеюрского возраста. Два ореола связаны с терригенными континентальными образованиями карбона и перми – наиболее близкими по времени к периоду внедрения кимберлитовых тел района (конец девона).

Обработка данных шлихового и мелкообъемного опробования для части поисковых участков проведена с использованием методики статистической обработки данных о химическом составе МСА, выявленных в процессе поисковых работ, разработанной в компании АЛРОСА. Она была создана на основе методики, применявшейся для анализа геохимических полей и выделения геохимических аномалий с целью поисков рудных объектов [316]. Как считается, она позволяет решать несколько поисковых задач. Одна из них – прогнозирование генетической совокупности (кустов, полей) кимберлитовых трубок. Вторая и более важная – определение вероятностной принадлежности аномальных минералогических проб к выявленным месторождениям. Третья задача – выяснение их генетической принадлежности к структурным элементам территории.

Суть ее состоит в сравнении химических особенностей МИК (среди которых выбираются наиболее часто встречающиеся в кимберлитах минералы –

пироп, пикроильменит и хромит), выявленных в пределах опоискованной площади, с особенностями химизма МИК в ранее открытых кимберлитовых трубках. Для этого результаты химического анализа этих минералов подвергаются статистической обработке, в процессе которой они сортируются с помощью компьютерных технологий на 12 кластерных групп. Сравнение составов минералов с учетом всех слагающих их элементов выполняется методами кластерного анализа k-среднего.

Номинальный порядок групп для составов пиропов, пикроильменитов и хромитов устанавливается по возрастанию в них Cr_2O_3. Для кластерных групп МИК рассчитываются средние частоты встречаемости их в пробах в относительных процентах. Затем определяются средние кластерные значения составов, которые выносятся на общепринятые генетические диаграммы. Они характеризуют локальную область их значений, которая на диаграммах показывается одной точкой, являющейся ядром плотности точек в определенной кластерной области.

Результаты статистической обработки составов выносятся на карты и диаграммы, что помогает разбраковать шлиховые ореолы и моделировать геологическую ситуацию поискового участка работ. Нам представляется, что эта достаточно софистическая методика интересна только для решения перечисленных выше задач, а также определения возможной связи выявленных при поисках МИК с ранее выявленными кимберлитовыми телами. Однако для локализации местных коренных источников ее значение ограничено, поскольку она не учитывает наиболее значимый для этих целей признак МСА в ореолах – степень механического износа.

Ореол Тюкянский (III-3-2) относится к числу одного из наиболее высококонтрастных. Он выявлен в русловом аллювии в верховьях р. Тюнгкян и имеет изометричную форму (43 × 39 км). Из аллювия реки и ее притоков было отобрано около 180 шлиховых проб, более половины из них содержат МИК. Всего отмыто 438 пиропов, среди них два оранжевых, два красных и 191 красно-фиолетовый. К гранулометрическому классу –1 мм относятся 117 пиропов II класса степени механического износа и 39 пиропов III класса. Общее количество зерен пикроильменита – 8830, которые относятся к гранулометрическим классам –2+0,5 мм; степень механического износа II класса – 85 зерен, III – 3256, IV – 5129. Также найден 31 знак хромшпинели. Из трех шурфовочных линий из делювия отмыто 279 зерен пикроильменита и 61 пироп, из них шесть красно-фиолетовых [195]. Ореол характеризуется некоторыми особенностями распределения МИК и их особенностей, к числу которых относятся следующие.

1. Пироп-пикроильменитовая ассоциация МИК при соотношении количества зерен пиропа к пикроильмениту 1 : 35; содержание зерен пиропа преимущественно от 1–10 до 50–60 на пробу*, пикроильменита – от первых сотен до тысяч, а в верхнем течении р. Тюнгкян – до 2000 зерен. Изредка в пробах встречаются единичные зерна хромдиопсида и циркона, химический состав которых указывает на их происхождение из кимберлитов.

* Здесь и далее объем шлиховой пробы – 20 л исходной породы.

2. Неравномерное содержание зерен пиропа и пикроильменита I, II классов механического износа – от единичных до 1 %, реже до 10–12 % от суммарного количества зерен. При этом распределение находок с высокой степенью сохранности по площади ореола бессистемное, что не позволяет использовать их для локального прогноза коренного источника.

3. Высокая контрастность гранулометрического состава МИК на фоне резкого преобладания мелкого материала размером менее 1,0 мм.

4. По цветовой окраске преобладают зерна пиропа лилового и фиолетового цветов. Зерна красного и оранжевого цветов составляют в сумме в среднем около 24 %.

5. Пикроильменит ореола, по данным микрорентгеноспектрального анализа, обладает значительными колебаниями химического состава. Зерна ферримагнитного пикроильменита имеют сближенный состав со средним содержанием Cr_2O_3 от 0,31 до 0,51 вес. % и MgO от 7,16 до 9,72 вес. %. На этом фоне около 10 % зерен относится к ферромагнитному среднехромистому низкомагнезиальному пикроильмениту со средним содержанием Cr_2O_3 0,96 вес. % и MgO – 4,1 вес. %. Зерна II,III классов износа имеют высокую магнезиальность (MgO – от 10,61 до 10,68 вес. %) и низкое среднее содержание Cr_2O_3 – 0,19 вес. %. Эти параметры характеризуют коренной источник как имеющий среднюю степень алмазоносности.

6. Химический состав пиропа ореола характеризуется средним содержанием Cr_2O_3 – 3,31 вес. %, CaO – 4,96 вес. %; доля зерен алмазной ассоциации составляет 2,3 %. Содержание хромистых пиропов в популяции достигает 22,6 %, низкохромистых – 29,6 %. Характерна выраженная закономерность увеличения хромистости пиропа в ореоле сверху вниз по течению р. Тюнгкян: наиболее высокое (46,5 %) количество зерен с низким содержанием Cr_2O_3 отмечается в верхнем течении реки, самое высокое (14,7 %) – в его приустьевой части. В общем случае такое соотношение разновидностей пиропа характерно для достаточно протяженных ореолов рассеяния. В пределах ореола из шлиховых проб из аллювия извлечено четыре кристалла алмаза [195].

Ореол Джарбан (III-4-22) расположен в нижнем течении руч. Дярбанг, правом притоке р. Тюнгкян, связан преимущественно с русловым аллювием, а также тюнгской свитой нижней юры; имеет субмеридиональную ориентировку (20 × 8 км) и характеризуется в основном пикроильменитовой ассоциацией и малым размером зерен МИК.

Пироп встречается в шлихах в виде единичных зерен в классе –1 мм, окатанных, с сильно изношенной поверхностью.

В четырех скважинах по линии 156 были опробованы современные аллювиальные отложения, отложения эйкской свиты, а также тюнгской свиты нижней юры. Из двух проб из современного аллювия суммарным объемом 30 л извлечено два зерна пикроильменита. В эйкских отложениях из проб объемом 67 л – 16 его зерен, 12 из которых имеют I, II классы сохранности; в отложениях тюнгской свиты в 10 пробах суммарным объемом 60 л встречено 19 зерен пикроильменита (12 из них относятся к I, II классам) и три красно-фиолетовых пиропа. Все они относятся к классу –1 + 0,5 мм.

Пикроильменит, выявленный в четырех скважинах в отложениях тюнгской свиты (всего 19 знаков), встречается в количестве от единичных до 12 зерен на пробу; размер его менее 1 мм, присутствуют единичные, более крупные зерна. Степень сохранности зерен класса –1 мм высокая: 14 из них относятся к I, II классам износа, в том числе два зерна имеют I класс сохранности. Присутствуют также единичные зерна хромшпинели.

Из концентрата мелкообъемной пробы (10 м^3), отобранной из русловых отложений руч. Дярбанг, извлечено более 44 тысяч зерен пикроильменита. Все они очень мелкие (класс –1 + 0,5 мм) и сильно изношенные, количество зерен с высокой степенью сохранности незначительно.

Гранаты из русловых отложений проанализированы в количестве 216 зерен. Из них 2 % относятся к пиропам ультраосновного алмазного парагенезиса, 4 % – эклогитового, 10 % зерен представляют собой альмандин из пород гранулитовой фации метаморфизма. Содержание пиропов эклогитового парагенезиса сочтено повышенным для данного района.

В шлиховой пробе, отобранной в русле р. Тюнгкян в 3 км выше устья руч. Дярбанг, отмечается повышенное содержание зерен пиропа более высокой сохранности: среди обнаруженных в шлихе 18 зерен 10 относятся к II классу сохранности. В пределах ореола из шлиховых проб извлечено два кристалла алмаза [243].

Ореол Кугас-Юрях (III-5-25) охватывает верховья рек Верх. и Сред. Салакут, имеет неправильную изометричную форму (30 × 30 км), и связан главным образом с отложениями нижней юры. Опробование проводилось в основном из скважин по трем разведочным профилям. Характеризуется преимущественно пикроильменитовой ассоциацией МИК: соотношение количеств зерен пикроильменита к пиропу 49 : 1. В процессе его изучения было извлечено более 47 000 зерен пикроильменита и 976 пиропа.

Степень сохранности зерен пиропа весьма низкая, зерна высоких классов составляют лишь 1,7 %. Для пикроильменита этот показатель составляет 4 % от общего количества зерен. Анализ на рентгеновском микроанализаторе зерен пиропа, отобранных в верховье р. Сред. Салакут, показал, что 2 % из них относятся к ультраосновному алмазному парагенезису, 2 % принадлежат к эклогитовому парагенезису и 10 % являются пироп-альмандинами метаморфических пород гранулитовой фации метаморфизма.

В данном ореоле в русловом аллювии выявлено четыре кристалла алмаза в классе –2+1 мм и два зерна оливина в классе –1+0,5 мм. В северной части ореола в бассейне верхнего течения р. Верх. Салакут в пробе из скважины в классе –0,5 мм обнаружен пироп без следов механического износа с кимберлитовой каймой. По руч. Кугас-Юрях, левому притоку верхнего течения р. Верх. Салакут, установлен серпентиновидный обломок с вкрапленностью пиропа в классе –1+0,5 мм, а также более 4,5 тыс. знаков пикроильменита из бороздовой пробы обемом 20 л, взятой из аллювиальых отложений с глубины 4 м. Из руслового аллювия извлечено четыре кристалла алмаза.

Ореол Кыят (III-5-33) охватывает бассейны верхних течений рек Кыят и Кюлля, вытянут в северо-западном направлении (40 × 20 км) и выделен в приплотиковой части тюнгской свиты. Опробование проводилось преимущественно из скважин по семи разведочным профилям. Характеризуется 325

зернами пикроильменита и 60 зернами пиропа (соотношение 5 : 1), из них высокосохранными являются 27 и 2 % соответственно. В 11 пробах концентрация пикроильменита составляет более 20 зерен на пробу. Наибольшие концентрации МИК отмечены в базальном горизонте тюнгской свиты в скв. 64 по линии 179 (29 зерен пикроильменита и девять пиропа). Проанализировано 13 гранатов на уч. р. Кыят-Юрях. Характерны высокохромистые зерна лерцолитового парагенезиса (46 %), средне- и низкохромистые (по 23 % каждый) и 8 % зерен относится к низкохромистым лерцолитам.

В пробах бассейна р. Мал. Салакут отдельно были проанализированы зерна пикроильменита с первичными магматогенными поверхностями. Эта группа зерен оказалась крайне низкохромистой, высокомагнезиальной: содержание – 0,2–0,3 мас. % Cr_2O_3, при 10,4–10,6 мас. % MgO.

В двух скважинах в приплотиковой части свиты выявлено одно зерно пиропа I класса сохранности и один кристалл алмаза. В одном из шурфов, пройденном ниже по притоку руч. Кыят ложковой линии, обнаружено зерно пикроильменита без следов механического износа (0 класс сохранности) [243].

Ореол Илин-Сала (III-6-40) расположен на водоразделе рек Тюнг, Верхний и Сред. Салакут близ их приустьевых частей. Ореол имеет неправильную изометричную форму (35 × 20 км) и включает три ореола распространения МИК на различных горизонтах нижнеюрских отложений. Считается, что по ряду признаков он может представлять собой ореол ближнего сноса. Опробование проводилось преимущественно по керну скважин, расположенных по восьми разведочным профилям. Фактически он включает в себя три ореола, связанные с различными горизонтами юрской толщи: два ореола (пироповый и пироп-пикроильменитовый в базальных горизонтах укугутской свиты и «подвешенный» пироп-пикроильменитовый – в базальных горизонтах тюнгской свиты) практически совпадающие по площади.

Первый (пироповый) ореол, расположенный на правом берегу р. Тюнг северо-восточнее устья р. Сред. Салакут, выявлен в отложениях укугутской свиты. Он представляет собой локальный погребенный ореол, площадь которого в 6 раз меньше остальных. В его пределах в 24 пробах обнаружено 61 зерно пиропа с преобладающим размером –1 мм. Зерна в основном корродированные и лишь в пяти пробах единичные зерна имеют высокосохранную поверхность. Среди проанализированных 29 зерен одно зерно относится к алмазоносному парагенезису, остальные – к лерцолитовому, из которых 10 с высоким содержанием хрома, восемь – среднехромистые и девять – с низкохромистым составом.

Этот ореол приурочен, видимо, к конусу выноса дельтовой части Салакутской палеодолины, выработанной в самой нижней части погребенного доюрского рельефа. Судя по всему, он в какой-то мере сформирован, возможно, за счет привноса терригенного материала с ближайших склонов этой депрессии, который в дальнейшем подвергался обработке в условиях мелководного бассейна.

Второй – пироп-пикроильменитовый ореол в укугутской свите характеризуется порядка 100 зернами пикроильменита и 20 зернами пиропа (соотношение 5 : 1) размером в основном –1 мм. В единичных пробах содержание пикроильменита доходит до 50–60, а пиропа – до 10 зерен. Высокосохранные зерна пикроильменита составляют около 30 %, а пиропа – 15 %.

Третий – пироп-пикроильменитовый ореол в нижних горизонтах тюнгской свиты, залегающей с временным перерывом и размывом на отложениях укугутской свиты. Соотношение пикроильменита к пиропу составляет 10 : 1. В 37 пробах содержание пикроильменита составляет от 10 до 100 зерен на пробу. Этот ореол характеризуется весьма высоким содержанием высокосохранных зерен МИК. Так, среди общего количества пикроильменита 437 зерен, 200 из них (46 %) относятся к I, II классам сохранности, а из 39 зерен пиропа хорошая сохранность свойственна восьми зернам (21 %). При этом содержание высокосохранных зерен в отдельных пробах достигает 70 %.

Микрозондовый анализ 39 зерен пиропа, отобранных в обнажениях тюнгской свиты в районе р. Илин-Сала, показал, что пиропы алмазной ассоциации среди них отсутствуют; доминируют пиропы лерцолитового парагенезиса, низко- среднехромистые, средне- высококальциевые. Гранаты эклогитового парагенезиса составляют 2 %, пироп-альмандины – 8 %. Выявлено одно зерно граната верлитового парагенезиса с содержанием 9,29 масс. % CaO при умеренном (6,56 масс. %) содержании Cr_2O_3. В приустьевой части р. Сред. Салакут проанализировано 219 зерен пиропа класса +0,5 мм, из них зерна алмазоносного парагенезиса составляют 2 %, эклогитового – 1 %, пироп-альмандины – 2 %. В южной части ореола в пробе из скважины в «подвешенном плотике» тюнгской свиты выявлены два зерна пиропа класса –2+1 мм, одно из которых имеет сохранность 2-го класса и оранжевый цвет.

Генезис юрской толщи на этом участке имеет сложный характер; особый интерес вызывают местные источники сноса кимберлитового материала, возможно расположенные как в пределах ореола, так и на левобережье р. Тюнг, за счет которых были сформированы точки с аномальными содержаниями МИК в восточной части площади.

В отложениях тюнгской и укугутской свит нижней юры в пределах ореола найдено шесть кристаллов алмаза. Кроме того, при опробовании аллювиальных отложений при поисковых работах на россыпях Участок Перекатный и Участок Широтный в концентратах проб обнаружено 702 кристалла алмаза [243].

Ореол Андайский (IV-3-5) выявлен в русловом аллювии в долинах рек Уллегиен, Андай, Ханння. Ореол имеет субмериональную ориентировку при размерах 60 × 25 км. Он расположен в области распространения карбонатных пород кембрия, и единственным промежуточным коллектором МИК и алмазов здесь являются эйкские отложения, повсеместно закрывающие верхние части склонов и водоразделы. Мощность эйкских образований на водоразделе рек Андай–Ханння составляет первые метры. Минеральная ассоциация в пределах ореола пироп-пикроильменитовая с единичными хромшпинелями.

В эйкских отложениях пройдено 29 шурфов. В пробах 11 из них выявлены пикроильменит (34 зерна) и пироп (3 зерна), размер зерен –1 мм; большинство из них имеют I, II классы механического износа.

Из руслового аллювия отобрано 111 шлиховых проб, в половине которых обнаружены МИК. Гранулометрический состав зерен меняется от 0,5 до 4,0 мм, преобладают зерна классов –1,0 и –2,0+1,0 мм. Содержание их в пределах ореола варьирует от 1 до 900 зерен на шлиховую пробу. Западнее ореола в аллювии руч. Курунгнах содержания МИК в некоторых пробах составляют до 4000 зерен.

Ореол почти чисто пикроильменитовый. Преобладает пикроильменит (всего 4890 знаков), имеющий механический износ III, IV классов, с характерной гипергенной поверхностью зерен. Пироп встречается в виде единичных (изредка – до 10) зерен с гипергенной поверхностью, часто – осколков размером –1,0 мм. Всего извлечено 42 зерна, из них два красных и шесть красно-фиолетовых. По степени механического износа они относятся к III, IV классам. Особенностью зерен как пиропа, так и пикроильменита является наличие на них примазок, плотных корочек желтого, темно-зеленого и светло-коричневого цветов. Такие зерна в разной степени изношены, многие несут следы гипергенного выветривания. Корочки покрывают как первичную поверхность, так и сколы и изношенные участки.

В пределах ореола из шлиховых проб извлечено два кристалла алмаза [171, 195].

Ореол Бестяхский (IV-3-15) расположен в русловом аллювии в междуречье Ханя–Уллегиен, а также на правобережье нижнего течения р. Ханя, в ручьях Бестях, Курунг-Юрях и Курунгнах; относится к числу высококонтрастных. Размеры его 29 × 15 км. Кроме того, МИК установлены и в древних коллекторах на этом участке – в базальном горизонте тюнгской свиты нижней юры и в коре выветривания на карбонатных породах ондхой-юряхской свиты кембрия, вскрытых буровыми скважинами на междуречье ручьев Бестях и Курунг-Юрях. Из русловых отложений отобрано 70 шлиховых проб, из шурфов и скважин – 40 проб.

Ореол представлен пироп-пикроильменитовой ассоциацией с хромшпинелидами; содержание МИК в некоторых пробах в его пределах достигает 100 зерен. Характерна плохая гранулометрическая сортировка, размер зерен изменяется от 0,5 до 2,0 мм. Общее количество зерен пиропа – 137, из которых 58 имеют красно-фиолетовую окраску; он встречается в пробах в виде единичных зерен. Размер их – менее 1,0 мм, по степени механического износа они относятся к III, IV классам. Общее количество зерен пикроильменита – 684; среди них от 1–2 до 10 % составляют зерна I, II классов, в том числе встречаются зерна с агрегатным строением. Хромшпинелид встречается в виде единичных зерен размером –1,0 мм, в основном октаэдрической морфологии [195].

В пределах участка было обнаружено несколько десятков аэромагнитных аномалий; две наиболее перспективные из них были заверены с помощью шурфов глубиной до 5,4 м. Магнитовозмущающие объекты оказались связанными с участками аллювия террас р. Андай, которые сложены сильно ожелезненными глинистыми песчано-галечными отложениями, пропитанными гидроокислами железа. В пробах из шурфов найдено 11 и семь зерен пикроильменита [171].

Ореол Озерный (VI-1-8) имеет площадь 600 км^2, охватывая водораздельное пространство рек Ыгыатта, Аччагый и Улахан-Дюктели. Он относится к категории древних промежуточных коллекторов, будучи приурочен к двум стратиграфическим уровням верхнепалеозойских терригенных образований: базальным горизонтам ботуобинской свиты позднекаменноугольного–раннепермского возраста и ахтарандинской–боруллойской свитам ранней–средней перми.

Ореол в ботуобинской свите представлен алмаз-пироповой ассоциацией с пикроильменитом и хромшпинелидами. Содержание индикаторных минералов от –1–10 до 25 зерен на 10-литровую пробу.

Ореол в базальном горизонте ахтарандинской свиты значительно более контрастный; он характеризуется высокими концентрациями МИК преимущественно в точечных минералогических аномалиях, где присутствуют МИК с признаками близкого сноса. Содержание пиропа и пикроильменита в аномальных точках – от 40 до 100 знаков и более на пробу. Ассоциация пироп-пикроильменитовая (с равным соотношением) с незначительным содержанием хромшпинелидов и высоким (10 знаков и более) содержанием хромшпинелидов «курунгского» типа.

По результатам обработки крупнообъемного шлиха (300 л) из детализационного шурфа в базальном горизонте ахтарандинской свиты ассоциация МИК пироп-пикроильменитовая, с соотношением 1 : 20. Основной гранулометрический класс –2,0+1,0 мм составляет 60 %, –1,0+0,5 мм – 30 %, –4,0+2,0 мм – до 10 %. Зерна МИК практически без следов механического износа (0–I–II классы) с остатками келифитовой каймы со следами слабого химического растворения, что характеризует близкое расположение их коренного источника – вероятно, кору выветривания на кимберлитах без глубокой химической переработки.

Пиропы имеют малую степень механического износа: на зернах частично сохранились исходные овальные формы с магматогенными поверхностями, характерный первичный микрокаплевидный рельеф и циркообразные впадины. Переноситься такие зерна на значительные расстояния не могли. По данным микрорентгеноспектрального анализа, характерной особенностью МСА ореола Озерный является низкое количество в пробах низкохромистых пиропов (4,9–11,6 %), при числе хромистых в среднем 32,3 %. Количество пиропов алмазной ассоциации составляет 6,73 % (в четвертичных отложениях в пределах этого ореола и за его пределами достигает 17,0 %). Среднее содержание в пиропах Cr_2O_3 – 4,57 вес. %, CaO – 4,80 вес. %. Пиропы алмазной ассоциации среднехромистые, низкокальциевые. В выборках практически отсутствуют зерна пиропов с Cr_2O_3 >10,0 вес. %.

Зерна пикроильменита имеют мелкобугорчатую первичную поверхность, покрыты пленками лейкоксена. В классе –1,0+0,5 мм они глубоко корродированы, иногда со слабым механическим износом. В крупных гранулометрических классах преобладает пикроильменит с континентальным типом износа IV класса. Содержание зерен с агрегатным строением изменчиво (от единичных знаков до 6,0 % в отдельных пробах), ферромагнитных разновидностей – около 6,0 %. Пикроильменит характеризуется средним содержанием Cr_2O_3 – 0,36 вес. %, MgO – 7,71 вес. %, а у зерен с первичными поверхностями оно равно Cr_2O_3 – 2,44 вес. %, MgO – 4,72 вес. %.

Эти МСА по типоморфным особенностям и химическому составу значительно отличаются от таковых из трубок Накынского кимберлитового поля.

Прогнозные ресурсы коренной алмазоносности категории P_3 по ореолу МСА Озерный составляют 43,5 млн кар [193, 214].

Ореол Кютерский (VI-1-18) расположен в бассейнах рек Кютер, Кютер-Кюеллях и Арга-Кютереэх, большая его часть попадает на листы P-50 и P-49.

Пикроильменит, пироп, хромшпинелиды наблюдаются здесь в нижнеюрских и четвертичных отложениях в количестве от одного до 10, реже до 50 знаков на пробу объемом в 10 л. Пикроильменит составляет в пробах 64,5 %, пироп – 30 % и хромшпинелиды – 5,5 %. Среди пиропов лиловые разновидности составляют 65–80 %, красные – 10–15 %, оранжевые – 5–10 %. Степень износа зерен пиропа и пикроильменита здесь незначительная: I класс (свежие зерна) составляют 30–40 %, II класс (слабо изношенные зерна) – 57–70 %. Минералы-спутники обладают большой плотностью, что указывает на их высокую хромистость [193].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На рассматриваемой территории строительные материала представлены магматическими, карбонатными и обломочными породами.

Магматические породы

Месторождения магматических пород связаны с покровами, пластовыми интрузиями и дайками основных интрузивных пород.

Основные интрузивные породы. Известно одно крупное, три средних и три малых месторождения.

Месторождение крупное Верхние Острова (VI-3-20) расположено на берегах р. Марха, в районе Энердекской излучины. Здесь базальтовые породы аппаинской свиты верхнего девона мощностью от 3 до 110 м выходят на дневную поверхность на площади не менее 10 км^2. Участками покровы перекрыты песчаными образованиями юры, террасовым аллювием и корой выветривания. Суммарная мощность коры выветривания и делювия местами достигает 7 м. Левобережная часть месторождений по горнотехническим условиям менее благоприятна для разработки из-за разобщенности отдельных покровов и значительного их перекрытия террасовыми отложениями. По данным технологических испытаний, плотность долеритов – 3,0 г/см^3, объемный вес – 2,94 г/см^3, общая пористость – 20 %, водопоглощение – 0,2 %. Предел прочности при сжатии: в сухом состоянии – 1750 кг/см^2, в водонасыщенном – 1440 кг/см^2. Потеря веса при 15 циклах замораживания и оттаивания в растворе сернокислого натрия 0,6 %. Долериты удовлетворяют требованиям ГОСТа 8267-93-75 – 300 по морозостойкости и ГОСТу 25100-95 – 800 по прочности. Они могут быть использованы в качестве бутового камня марки «800», а также пригодны на бутовый камень для строительства, а по ГОСТу 8267-75 могут использоваться для приготовления щебня марки «1400». По химическому составу долериты пригодны для каменного литья и приготовления минеральной ваты. Общие запасы категории В составляют 600 млн м^3 [246].

Два *месторождения средних – Ыгыаттинское* (VI-1-10) и *Междуречье* (VI-1-28) – связаны с долеритами катангского комплекса нижнего триаса, которые процессами денудации выведены на земную поверхность, имеют широкое площадное распространение и значительные мощности (до 160 м). Долериты катангского комплекса имеют повсеместно выдержанный петро-

химический состав и близкие физические свойства. Они детально изучены на месторождениях в районе г. Мирный и характеризуются следующими параметрами: объемная масса 2,80–2,97 г/см^3, водопоглощение 0,8–1,6 %, коэффициент размягчения 0,77–1,06, предел прочности 1470–2470 кг/см^2, истираемость в полочном барабане 10–19 %, в барабане Деваля – 2,8–6,4 %. Объемная масса щебня, полученная путем дробления долеритов – 1080–1490 кг/м^3. Долериты рекомендованы для использования в качестве щебня для дорожных покрытий, в производстве железобетонных конструкций, стеновых блоков и как сырье для приготовления минеральной ваты. В процессе ГДП-200 были подсчитаны запасы, предположительно, категории C_2 для наиболее доступных для разработки участков. Для месторождений Ыгыаттинское площадью 12 (3 × 4) км^2 и Междуречье – 18 (3 × 6) км^2 при средней мощности 100 м они составляют по 3000 млн м^3 [51].

Месторождение долеритов среднее Лиендокит (V-4-6) приурочено к пластообразному расширению интрузивного тела даечного типа субмеридионального–северо-западного простирания, секущего терригенно-карбонатные отложения мархинской свиты среднего–верхнего кембрия. Выходы его на дневную поверхность наблюдаются в бортах долины руч. Уэся-Лиендокит в виде уступов в рельефе высотой до 10 м. Общая видимая мощность тела в обнажении составляет около 10 м при протяженности гребня около 170 м. Азимут падения тела в среднем составляет 235° ЮЗ, с углом падения около 40°.

Породы представлены оливиновыми долеритами офитовой структуры, которые характеризуются повышенным идиоморфизмом плагиоклаза, массивной текстурой, относящимися к вилюйско-мархинскому комплексу позднего девона – раннего карбона. Главными породообразующими минералами являются: основной плагиоклаз – 45 %, моноклинный пироксен – 30 %, оливин – 15 %. Из второстепенных минералов присутствуют: хлорит, биотит, амфибол, иддингсит и тальк, из акцессорных – титаномагнетит и апатит – 4–5 %.

По результатам лабораторных испытаний в лаборатории института «Якутнипроалмаз» долериты месторождения Лиендокит по временному сопротивлению, одноосному сжатию в сухом и водонасыщенном состоянии, согласно ГОСТу 25100-95, отвечают средней прочности, неразмягчаемые в воде. Объемный вес изменяется в пределах от 2,95 до 3,02 г/см^3; водопоглощение от 0,78 до 1,32 %; коэффициент размягчения 0,82–0,88; временное сопротивление растяжению (мПа) в сухом состоянии 0,68–1,88, в водонасыщенном – 0,52–1,12; временное сопротивление сжатию (мПа) в сухом состоянии 5,3–34,0, в водонасыщенном – 13,0–28,0. Марка морозостойкости камня, определенная по ускоренной методике в растворе сернокислого натрия, согласно ГОСТу 8267-93, изменяется в широких пределах – от 50 до 300. Естественная радиоактивность 3–7 мкР/час.

Исходя из вышеизложенного, рекомендуется использовать долериты месторождения Лиендокит после дробления и фракционирования в качестве заполнителя тяжелого бетона марки «В-15» и ниже (п.1.6.8 ГОСТа 26633-91), для верхнего покрытия автодорог, планировки площадок и пригруза на плотинах [156].

Запасы полезного ископаемого категории C_1 составляют 2529 тыс. м^3, C_2 – 378 м^3 [53].

Месторождение Пристань (V-3-10) расположено на левом борту долины р. Ханя. Представлено крутопадающей дайкой долеритов вилюйско-мархинского комплекса позднего девона – раннего карбона мощностью 40–45 м, выходящей на дневную поверхность на протяжении более 4 км. В разрезе (сверху вниз) отмечаются: суглинки с мелким щебнем долеритов – 1,0 м; дресва выветрелых долеритов – 1,2 м; дезинтегрированные выветрелые долериты – 5,3 м; неизмененные долериты – 2,9 м. По результатам проведения поисково-оценочных работ проведен подсчет запасов категории C_2 в размере 8,8 тыс. м^3. Физико-механические свойства плотных долеритов: удельный вес – 2,9–3,1 т/м^3; объемный вес – 2,7–3,1 т/м^3; пористость – 1–7 %; водопоглощение – 0,8–1,6 %; предел прочности на сжатие – 900–1300 кг/м^3; морозостойкость более 25 циклов. Вредные химические примеси тяжелых металлов отсутствуют. Радиоактивность 3–7 мкР/час. По результатам исследований, рекомендуется использовать долериты месторождения в качестве отсыпки оснований дорог и площадок временного строительства. Породы вскрыши (суглинки) могут использоваться для отсыпки нижней, термоизоляционной «подушки» автодорог [192].

Два малых месторождения долеритов связаны с пластовыми интрузиями вилюйско-мархинского комплекса позднего девона – раннего карбона. Первое расположено на правом склоне долины р. Ханя (IV-3-9), второе – на левом склоне долины р. Уллегиен (IV-3-14). Долериты могут быть использованы в качестве бутового и строительного камня. Геологические запасы категории C_2 составляют около 50 000 и 400 000 м^3 соответственно [39].

На территории листа имеется еще большее число массивов изверженных пород, пригодных для использования в случае необходимости.

Карбонатные породы

На территории листа Q-50 карбонатные породы наиболее широко развиты в поле распространения пород среднего и верхнего кембрия. Многие разности пород пригодны для производства строительной и гидравлической извести, портландцемента, бутового и строительного камня.

Известняки распространены повсеместно. Естественные обнажения их отмечаются по всем крупным рекам района. В разрезе преобладают глинистые и алевритистые разности с содержанием нерастворимого остатка от 10 до 25 %. Глинистые известняки из силигирской свиты имеют химический состав (%): SiO_2 – 17,54; Al_2O_3 – 3,62; Fe_2O_3 – 1,03; FeO – 1,51; TiO_2 – 0,3; P_2O_5 – 0,09; MnO – 0,06; CaO – 39,36; MgO – 2,27; K_2O – 1,16; Na_2O – 0,761; ппп – 32,32; сумма 99,98; H_2O гигр. 0,58; CO_2 26,53. Они могут быть использованы для производства строительной и гидравлической извести (согласно ГОСТу-21-27-76 «Породы карбонатные для производства строительной извести»). Толстоплитчатые и водорослевые известняки чукукской, мархинской и онхой-юряхской (бывшая моркокинская) свит удовлетворяют требованиям получения строительного материала из карбонатных пород и регламентируются ГОСТом 8267-93 «Щебень и гравий из плотных горных пород» и ГОСТом 23845-86 «Сырье для производства щебня из естественного камня

для строительных работ» и СНиП 11-02-96 «Инженерные изыскания для строительства», ГОСТ 25607-2009 «Смеси щебеночно-гравийно-песчаные для покрытий и оснований автомобильных дорог…».

Всего известно 13 месторождений с подсчитанными запасами, пять из которых учтены Госбалансом и три – балансом Республики Саха (Якутия).

Месторождение известняка Придорожное Мунское расположено вдоль временного технологического проезда (ВТП) Муна «Удачный – месторождение Верхне-Мунское» на протяжении 460 км и состоит из семи участков – карьеров (№ К1–К7). Участки № К1 и К2 сложены плотными известняками и доломитами, ритмически чередующимися с мергелями, аргиллитами, глинистыми известняками и доломитами мархинской свиты среднего–верхнего кембрия, участки № К3–К7 расположены в зоне развития пород онхойюряхской (бывшая моркокинская) свиты верхнего кембрия – серых, желтовато-серых, коричневатых известняков и доломитов, реже известковых песчаников и алевролитов. Полезные ископаемые представлены известняками и доломитами мощностью от 4–5 до 8–9 м, в среднем – 8,4 м. Вскрышными породами являются суглинки мощностью от 0,5 до 2,5 м, в среднем – 1,5 м. Химический состав известняков приведен в табл. 17. На территорию листа Q-50 попадает три участка – К1, К2, К3 (II-1-20, 22, 25), относящиеся по запасам к средним месторождениям. Запасы категории C_1 соответственно 1160, 1185 и 1394 тыс. м^3, в целом же месторождение относится к крупным с общими запасами 9018 тыс. м^3 [53], прогнозные ресурсы категории P_1 – 9143,5 тыс. м^3 [261].

В 2018–2020 гг. вдоль этой дороги вновь проведены поисково-оценочные работы для поисков месторождений общераспространенных полезных ископаемых (крепкие доломиты, известняки), необходимые для содержания в рабочем состоянии ВТП «Удачный – месторождение Верхне-Мунское». Подсчет запасов выполнен на восьми участках, которые переведены в разряд малых месторождений. На площадь листа Q-50 попадает три из них – «93 км», «104 км», «121 км» (II-1-24, 23, 21), запасы по которым утверждены Протоколом № 318 ЭКЗ Республики Саха (Якутия) 21 мая 2020 г. [198].

Два *месторождения средних Верхне-Мунское, участок № 1* (II-2-9) и *Верхне-Мунское, участок № 2* (II-1-15) расположены вблизи алмазоносных трубок Верхнемунского кимберлитового поля. Полезное ископаемое представлено двумя пластами: известняками с прослоями доломитистых алевролитов чукукской свиты среднего кембрия мощностью до 11,8 м, непосредственно относящимися к месторождениям, а также делювиальными отложениями с супесчаными и суглинистыми заполнителями в качестве крупнообломочных грунтов мощностью до 2,02–2,43 м (ПГС делювиального генезиса, рассмотренные ниже). Вскрыша представлена суглинками мощностью до 0,74–1,23 м [217]. Химический состав известняков приведен в табл. 17. Запасы категории C_1 составили 2400 и 2100 тыс. м^3 [53]

В ходе геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 известняки всегда рассматривались в качестве полезных ископаемых, но подсчет запасов был проведен только для выходов известняков мархинской свиты в районе рек Хання и Уллегиен (IV-3-1,4,8,12,16). Все они отнесены к малым месторождениям [39].

Глинистые породы

Глины кирпичные. В качестве кирпичных глин могут быть рекомендованы аллювиальные и озерно-аллювиальные глины и суглинки. *Месторождение глин Верхние Острова* (VI-3-18) расположено по левобережью р. Марха. Аллювиальные глины залегают под почвенно-растительным слоем (0,1–0,2 м) и содержат линзы льда мощностью до 1 см. Мощность полезной толщи – 4,4 м при средней 2,03 м. Глины жирные на ощупь, вязкие, пластичные, в мерзлом состоянии плотные. По данным гранулометрического анализа, характеризуются равномерным развитием средних и тяжелых суглинков. Глины пригодны (при обжиге 950°) для получения строительного кирпича марок «100–150». Разведанные запасы категории C_1 249 115 м^3 при объеме вскрыши 11 865 м^3 [246].

В качестве перспективных участков можно рассматривать глины I террасы к югу от заброшенного пос. Энердек и реликты II террасы р. Марха. Глины V и VI надпойменных террас р. Марха по правобережью руч. Харыйа-Юрэх вязкие песчанистые бурого цвета, практически не содержащие обломочного материала и только мелкие растительные остатки [246].

Обломочные породы

Среди обломочных пород на территории листа распространены песчано-гравийный материал и песчаники.

Песчано-гравийный материал. Известно семь месторождений и два проявления песчано-гравийного материала. Три месторождения средних, четыре – малых, из них четыре учтены Госбалансом.

При разведке месторождений известняков на Верхнемунском кимберлитовом поле обломочные трещиноватые известняки делювиального генезиса (обломочные грунты) и вскрышные суглинки были исследованы в качестве песчано-гравийных смесей (ПГС). Впоследствии суглинки были исключены из подсчета. В результате на Госбаланс песчано-гравийных материалов поставлено два малых месторождения: *Верхне-Мунское, Участок № 1* (II-2-10) и *Верхне-Мунское, Участок № 2* (II-1-16). Лабораторные испытания обломочных известняков с глинистым заполнителем следующие:

– марка по дробимости 800. Механическая прочность довольно высокая, отвечает требованиям ГОСТа-8267-97;

– плотность грунта составляет от 2,14 до 2,60 г/см^3, в среднем 2,44 г/м^3, сухого грунта – от 1,52 до 2,37 г/см^3, в среднем 2,06 г/см^3;

– пористость от 0,06 до 0,43 д.е., в среднем – 0,19 д.е., коэффициент пористости в пробах обломочных известняков с примесью глин – 0,25 д.е.;

– суммарная влажность грунта составляет от 5,0 до 34,6 %, в среднем 17,9 %, одиночная проба непластичного грунта 51,8 %;

– марка щебня по морозостойкости пород – F 25;

– пластичность заполнителя по границе текучести составляет от 10,7 до 45,5 %, в среднем 21,3 %, а по границе раскатывания – от 8 до 33 %, в среднем 16 %.

Гранулометрический состав грунта по фракциям, % по весу (средние величины): >10 – 37,3; 10–5 – 12,7; 5–2 – 16,0; 2–1 – 12,1; 1–0,5 – 6,4; 0,5–0,25 – 3,7; 0,25–0,1 – 5,7; <0,1 – 6,1. По результатам количественного минералогического анализа по двум участкам месторождения Верхне-Мунское содержание магнетита при фракции меньше –0,5 мм достигает 25 %, лимонита – 75 %. При фракции –1,0+0,5 мм гидроокисел железа лимонита составляет 100 %. Содержание минералов: кварц – ед. зн., кальцит – 6 %, обломки карбонатных пород – от 94 до 100 %.

Обломочные делювиальные отложения по качественным характеристикам пригодны только для строительства земляного полотна автомобильных дорог (СНиП 2.05.02-85* Автомобильные дороги) [217].

Запасы участка № 1 оцениваются в 729 тыс. м^3, участка № 2 – 606 тыс. м^3 [53].

Месторождение среднее Марха (V-3-15) находится на левобережье р. Марха, в 3 км ниже по течению от устья р. Ханя по Аз. ЮВ 135° и приурочено к V надпойменной террасе р. Марха (α^5Q_I), выраженной в рельефе как выположенный склон южной экспозиции. Месторождение расположено в 13 км на запад от промзоны Нюрбинского ГОКа.

Терраса с относительной высотой над урезом воды 60–70 м наклонена в юго-западном направлении: абс. отм. ее от тылового шва к бровке снижаются от 205 до 195 м. Терраса цокольная. Поверхность цоколя (плотика), сложенного терригенно-карбонатными породами онхой-юряхской свиты верхнего кембрия, пологоволнистая с абс. отм. 191–193 м. Аллювий представлен двумя фациями: пойменной и русловой. Верхняя пойменная фация сложена суглинками, илистыми глинами с линзами торфов, нижняя русловая сложена песками и песчано-гравийно-галечными отложениями. Мощность горизонта илисто-глинистых пойменных отложений колеблется от 0,9 до 4,0 м, прирусловых песков от 0 до 2,8 м, а мощность пристрежневых песчано-гравийно-галечных отложений составляет 3,5–8,6 м.

По данным ситовых анализов, в гранулометрическом составе аллювия V террасы преобладают галька (37 %) и гравий (30 %). Глинисто-песчаная фракция составляет 29 %, валуны – 4 %. Петрографический состав галек (%): кремни и окремненные породы – 69, роговики – 8, кварциты – 7, доломиты и известняки – 6, кварц – 4, долериты – 4, юрские алевролиты – 3. Весь грубообломочный материал хорошо окатан.

Запасы песков и ПГС категории C_1 составляют 3549 тыс. м^3 [53], при объеме вскрыши 1172,8 тыс. м^3; коэффициент вскрыши – 0,33. Пески с месторождения Марха требуются для отсыпки автодороги «Причал–площадка фабрики № 16» [156].

Месторождение малое Челе (V-3-18), локализованное в русловом аллювии V надпойменной террасы р. Марха, представляет собой пластовую залежь с четкими и резкими границами подошвы и кровли. Мощность пласта довольно выдержанная и колеблется в диапазоне от 6,0 до 7,5 м при средней величине 6,8 м, плотиком залежи служат слаболитифицированные алевритистые песчаники нижней юры. В гранулометрическом составе аллювия террасы преобладают галька (37 %) и гравий (30 %). Глинисто-песчаная фракция составляет 29 %, валуны – 4 %. Петрографический состав галек (%): кремни и окрем-

ненные породы – 69, роговики – 8, кварциты – 7, доломиты и известняки – 6, кварц – 4, долериты – 4, юрские алевролиты – 3. В составе обломков доминируют высокопрочные кварц-кремнистые породы. Весь грубообломочный материал хорошо окатан. По результатам лабораторных испытаний песчано-гравийные смеси месторождения Челе характеризуются повышенным содержанием гравийного материала [156]. Балансовые запасы категории C_1 – 615 тыс. м^3 [53].

Песчано-гравийные смеси месторождения Челе могут быть использованы как смеси № 1 и № 2 для покрытий автодорог и аэродромов (табл. 3, ГОСТ 25607-94) и для отсыпки плотин насухо.

Месторождения Остров Подпорожный (V-3-55), *Остров Лунный* (V-3-66), *Верхние Острова* (VI-3-22) связаны с современными аллювиальными отложениями русла и кос р. Марха. Средняя мощность полезной толщи 4,4, 3,3 и 6,0 м соответственно. Содержание песчаной фракции в смеси 35,6, 30,0 и 40,6 %. Песок по ГОСТу 2781-50 пригоден как заполнитель в обычный бетон для строительных растворов марки «100». Гравий по ГОСТу 2779-50 пригоден как заполнитель обычного бетона, а по показателям износа в барабане Де-Валя может быть использован для верхнего слоя покрытия дорог второго класса. Запасы категории C_2 для Острова Подпорожный составляют 1780 тыс. м^3, в том числе песка 634 тыс. м^3, для Острова Лунный 1188 тыс. м^3 (песка – 356 тыс. м^3) [252]. Для месторождения Верхние Острова запасы категорий $B + C_1$ – 543 тыс. м^3, в том числе песка 220 тыс. м^3, гравия 323 тыс. м^3 [246].

Два проявления песчано-гравийного материала (VI-1-19,25) приурочены к отложениям укугутской свиты нижней юры. Они вскрыты шурфами на площади 0,5 и 0,25 км^2 при средней мощности полезной толщи 1 и 2 м. Гравий и галька составляют 40–70 %, песок 30–60 % [51].

Песчаник. *Месторождение строительных материалов Дьяхтар* (V-4-7) расположено в верховьях первого сверху правого притока руч. Дюлюнг-Оту и пространственно совмещено с проектируемым карьером для отработки коренного месторождения алмазов кимберлитовой трубки Нюрбинская. Полезными ископаемыми – строительными материалами являются пески и песчаники четвертой пачки и алевропесчаники, алевролиты третьей и второй пачек сунтарской свиты нижней юры. Максимальная ширина месторождения на дневной поверхности составляет 690 м, длина – 870 м.

Четвертая пачка – песчаники полимиктовые мелкозернистые алевритистые зеленовато-серого цвета на слабом глинистом цементе. В верхней части пачки до глубины 2–4 м на песчаниках, как правило, фиксируются элювиальные образования, представленные песками мелкозернистыми алевритистыми. По всему интервалу отмечаются рассеянные включения гальки и гравия кремнистых пород. Мощность пачки в пределах месторождения изменяется от 10,9 до 18,4 м.

Породы вскрыши представлены современными суглинками и супесями, содержащими примесь гравия и гальки кремнистых пород. Мощность пород вскрыши в среднем составляет 1,4 м. По данным гранулометрического анализа, песчаная фракция составляет 65,92 % породы. При этом резко доминирует мелкозернистый песчаный материал класса 0,1–0,25 мм, составляющий 65,56 %

породы, 0,36 % песчаной фракции представлено среднезернистым материалом. Количество алевритового материала составляет 22,72 %, а на долю глинистой фракции приходится 11,36 % веса породы. Выход тяжелой фракции – около 8 %. В составе легкой фракции слагающего породы обломочного материала доминируют кварц (51,49 %) и обломки различных пород (36,03 %). В подчиненном количестве присутствуют калиевые полевые шпаты (7,14 %), плагиоклазы (1,78 %), слюды (4,46 %).

Породы третьей и второй пачек сунтарской свиты представлены алевропесчаниками (алевролитами песчаными), алевролитами песчанистыми и глинистыми с различной крупностью алевролитового материала. По данным гранулометрического анализа в составе пород резко возрастает количество алевролитового материала (класс 0,01–0,1 мм составляет 46–62 % породы), при подчиненном количестве песчаного материала (3–35 %) и глинистой фракции (18–37 %). Породы третьей пачки представлены песчаными алевролитами (алевропесчаниками), второй – алевролитами глинистыми и песчанистыми разнозернистыми. Минеральный состав обломочного материала легкой фракции в целом близок к таковому для пород четвертой пачки: доминируют кварц (39–44 %) и обломки различных пород (25–27 %) при подчиненном содержании полевых шпатов и других минералов. Характерной особенностью является присутствие в составе диагностируемых обломков глинистых агрегатов в количестве до 10–12 %. В составе тяжелой фракции, в 2,7–6,4 % породы резко возрастает количество темноцветных рудных минералов (ильменит + магнетит – 5–23 %), минералов группы эпидота (15–25 %) при сохранении доминирующей роли роговой обманки (38–67 %).

Физико-механические свойства пород месторождения (лаборатория Института Якутнипроалмаз, г. Мирный): влажность – 1,9–13,6 %; объемный вес – 1,86–2,1 т/м^3; удельный вес – 2,7–2,88 т/м; пористость – 23,5–33,7 %; прочность на сжатие (мПа) – 0,49–11,9; прочность на растяжение (мПа) – 0,47–3,9; динамический модуль упругости (мПа) – 3,7–5,7; коэффициент хрупко-пластичности (К) – 5–10. По классификации ГОСТа 25100-95, породы – низкой прочности и малопрочные.

Запасы, утвержденные РКЗ Республики Саха (Якутия), категории C_1 составляют 15 780 тыс. м^3.

Рекомендуется использование пород месторождения для отсыпки плотин и оснований, автомобильных дорог с последующим обязательным перекрытием щебнем долеритов и песчано-гравийными смесями [156].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. Проявление гипса расположено на правом берегу р. Марха, в 1,5 км выше устья р. Курунг-Делинде (VI-3-10). В известняках и аргиллитах харьялахской свиты верхнего ордовика встречаются многочисленные гнезда, линзы и прослои гипса мощностью 1–40 см. Соотношение гипса и вмещающих пород 1 : 15. У уреза воды пласты гипса протягиваются на 150 м при средней мощности 0,6 м. Гипс белого цвета, мелкокристаллический с многочисленными прослойками вмещающих пород, химически чистый, относящийся к сульфатно-карбонатной формации [283].

Таблица 17

Сводная таблица месторождений карбонатных отложений

Название и номер месторождения	Тип породы	Возраст	Химический состав, %										Применение	Запасы, тыс. м³	Горнотехнические условия
			CaO	MgO	SiO_2	Fe_2O_3 ($FeO+Fe_2O_3$)	Al_2O_3	P_2O_5	MnO	$K_2O+ (Na_2O)$	TiO_2	$S_{общ.}$			
Участок № К1 (II-1-20)	Известняк, реже доломиты	$\epsilon_{2-3}mr$	31,35	5,24	22,68	2,64	5,46	0,08	0,05	2,31 (0,08)	0,29	0,02	Для строительства земляного полотна автомобильных дорог	C_1 1160	Добыча открытым способом
Участок № К2 (II-1-22)	Известняк, реже доломиты	$\epsilon_{2-3}mr$	30,35	5,92	23,78	2,55	5,67	0,08	0,05	2,39 (0,09)	0,29	0,04		C_1 1185	
Участок № К3 (II-1-25)	Известняк, реже доломиты	ϵ_3ojr	26,64	5,96	26,05	3,00	6,51	0,08	0,05	2,64 (0,09)	0,33	0,02		C_1 1394	
«93 км» (автодорога «Удачный – месторождение Верхне-Мунское») (II-1-24)	Доломит, известняк	ϵ_3ojr	13,24–50,91	1,74–6,72	3,36–44,97	0,21–4,85	0,63–11,98	0,017–0,140	0,020–0,067	0,547–4,167 (0,043–0,104)	0,03–0,59	0,026–0,040		C_1 574,2	
«104 км» (автодорога «Удачный – месторождение Верхне-Мунское») (II-1-23)	Известняк, алевролит	ϵ_3ojr	15,04–52,44	1,30–8,98	1,90–39,67	0,31–3,15	0,53–8,59	0,019–0,131	0,029–0,063	0,278–3,772 (0,048–0,090)	0,03–0,45	0,040–0,212		C_1 64,2	
«121 км» (автодорога «Удачный-месторождение Верхне-Мунское») (II-1-21)	Известняк	$\epsilon_2^{\check{c}}k$	26,77–36,93	3,85–14,20	15,08–21,80	1,63–1,96	2,65–4–32	0,047–0,089	0,031–0,051	1,387–1,942 (0,058–0,071)	0,15–0,25	0,027–0,145	Для строительства земляного полотна автомобильных дорог	C_1 83,0	
Верхе-Мунское, Участок № 1 (II-2-9)	Известняк	$\epsilon_2^{\check{c}}k$	51,6	2,45	3,46	0,36	0,66				0,04	0,02		C_1 2040	
Верхе-Мунское, Участок № 2 (II-1-15)	Известняк	$\epsilon_{2-3}mr$	51,53	2,28	2,14	0,36	0,48			(0,08)	0,03	0,02		C_1 2010	
Хання 1 (IV-3-1)	Известняк	$\epsilon_{2-3}mr$											Бутовый и строительный камень	C_2 130	
Хання 2 (IV-3-4)	Известняк	$\epsilon_{2-3}mr$												C_2 400	
Хання 3 (IV-3-8)	Известняк	$\epsilon_{2-3}mr$	51,98	Следы	5,6	1,1	2,38						Бутовый и строительный камень, портландцемент	C_2 750 (бутовый камень), C_2 12,5 (портландцемент)	Вскрыша 1,5–2 м
Уллегиен 1 (IV-3-12)	Известняк	$\epsilon_{2-3}mr$											Бутовый и строительный камень	C_2 200	Добыча открытым способом
Уллегиен 2 (IV-3-16)	Известняк	$\epsilon_{2-3}mr$	52,38	1,67	5,08	0,51	0,81						Бутовый и строительный камень, портландцемент	C_2 100 (бутовый камень), C_2 3 (портландцемент)	

Q-50 Вклейка. Заказ 42214000

Целестин. Три проявления целестина (формация целестиновая) отмечены в известняках чукукской свиты среднего кембрия в верховье р. Улахан-Мяк (I-2-6–8), он образует кристаллы удлиненной формы и выполняет пустоты в известняках, размер не превышает 3 см. Целестин молочно-белого цвета, волокнистый, встречается в виде гнезд [20, 190]. Проявление целестина в известковистых доломитах онхой-юряхской свиты верхнего кембрия встречены в нижнем течении р. Чагдалы (VI-1-3). В гнездах (до 1–2 см) водяно-голубоватого целестина (в центральных частях) развивается кальцит [169].

Битум. Битумы связаны с кембрийскими отложениями, в составе которых битуминозные породы широко развиты, но концентрация битумов невысокая, даже в отдельных проявлениях, где их количество существенно превышает общий фон. Битумы хотя в основном и сингенетичны вмещающим отложениям, но обнаруживаются признаки миграции. На площади известны также скопления битумов вторичного типа. Они связаны с подошвой юрских отложений [13]. Все битумы относятся к асфальто-смолистой рудной формации и имеют биогенное происхождение. На территории листа известно семь проявлений битумов.

На левобережье р. Бэкэ (I-1-2–4) скопления темно-коричневых до черных твердых и полужидких битумоидов в известняках чукукской свиты среднего кембрия наблюдались в трех скважинах. Люминесцентно-битуминологическим анализом 189 образцов из керна установлена степень общей битуминозности чукукских пород от 0,0002–0,35 % до 2,52–2,81 %, при среднем содержании 0,023 %. Соотношения хлороформенных и спирто-бензольных фракций непостоянны, но в целом равны. Битумоиды маслянистые, маслянисто-смолистые, нейтрального типа. Значения общей пористости изменяются от 0,7 до 13,8 % при средних – 7,13 %, проницаемость менее 0,1 мД [271].

На р. Онгкучах (II-1-27,28) битумы в основном сконцентрированы в отдельных горизонтах и слоях верхов мархинской и низов онхой-юряхской (бывшая моркокинская) свит верхнего кембрия. Здесь отмечаются незначительные концентрации битумоидов полужидкой консистенции в прослоях пористо-трещиноватых водорослевых известняков. Химико-битуминологические исследования показали концентрацию нафтидов: в кальцитовых прожилках – 0,15 %, в оолитовых и водорослевых известняках – 0,02–0,2 %. По групповому компонентному составу битумы относятся к классу асфальтов (масла – 40,05 %, асфальтены – 20,4 %). В отложениях чукукской и в верхах разреза онхой-юряхской свит увеличивается содержание легких и осмоленных битумов (0,01–0,12 %), а средние и тяжелые почти отсутствуют [271].

На водоразделе рек Улах-Юрях и Мунакан описано Верхнечимидикянское проявление битумов (II-5-12) в виде залежи 3,2 × 1,5 км при мощности 2,4 м среди песков нижней юры. Битумы нефтяной природы, до асфальтов и асфальтитов. Состав (%): масла – 11,81–20,0 бензольные смолы – 5,85–28,54, спирто-бензольные смолы – 37,43–50,57, асфальтены – 15,02–37,09. Элементарный состав битумов изменяется в широких пределах (%): C – 74,16–83,84, H – 9,00–10,52, (O+N+S) – 5,68–16,84. Приближенная оценка запасов битумов на площади 3000 × 1500 м при средней мощности до 2 м и насыщенности до 5 % составит 450 тыс. т [209].

На Мархинском валу, в верхнем течении р. Марха вскрытые опорной скважиной отложения (III-1-10) подверглись люминесцентно-битуминологическим исследованиям. Битумы изучались по горизонтам, начиная с кутугунского (низы позднего кембрия) и заканчивая поздним вендом (табл. 18). Вскрытый разрез карбонатных отложений характеризуется развитием битумов по всему стволу скважины. Для отложений чомурдахского горизонта был проведен люминесцентно-компонентный анализ образцов керна: масла – 66,88 %; бензольные смолы – 13,94 %; спирто-бензольные смолы – 11,72 %; асфальтены – 7,46 % [191].

СОЛИ

Соли натриевые вскрыты нефтегазопоисковыми скважинами, известно пять проявлений. Все они имеют осадочное происхождение и относятся к галититовой формации. На юго-западе листа пласты бесцветной, серой кавернозой каменной соли в ангидритизированных доломитах метегерской свиты среднего кембрия вскрыты скв. Садынская-3420 на глубинах 1400–1540 м, где они образуют пласты мощностью до 10 м (VI-2-9) [51] и скв. Среднемархинская-2250 (VI-3-32) на глубинах 1740–1800 м [273].

На юго-востоке выявлена соленосная терригенно-карбонатная толща, условно датируемая как нижний–средний девон (тюкянская свита), развитая в бассейнах рек Чильли, Тюкян и Тюнг. Она вскрыта скважинами 290 и 292 Южно-Сагытайской площади и 1-П Тюкан-Тюнгской. Литологически толща представлена пестроцветными доломитами, участками сульфатизированными, доломитовыми мергелями, аргиллитами и известняками, по всему разрезу наблюдаются пласты каменной соли. Соль белого и розового цвета. В скв. 290 (VI-5-7) в инт. 2238–2420 м суммарная мощность 10 пластов соли составляет 97 м; в скв. 292 (инт. 1795–2145 м) выделено 20 пластов соли мощностью до 150 м (VI-6-9); в скв. 1-П (V-6-13) по каменной соли пройдено 189 м в инт. 2154–2608 м [175, 232, 272].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ

Йодно-бромные. Глубинные йодно-бромные воды, относящиеся к типу подмерзлотных высокоминерализованных вод и рассолов, отмечены в Мархинской опорной скважине (III-1-11) в отложениях старореченской свиты венда. На глубине в инт. 1810–1830 м встречены хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциевые пластовые воды с удельным весом 1,29 г/см^3, минерализация которых достигает 392,5 г/дм^3. В них установлены микрокомпоненты (табл. 19) калия, магния, йода, брома, фтора (5,52 мг/дм^3) и нафтеновых кислот (164,00 мг/дм^3). Наибольшее значение имеют йод (до 0,126 г/дм^3) и бром (до 6,233 г/дм^3) [191].

Таблица 18

Результаты люминесцентно-битуминологического анализа пород из Мархинской опорной скважины [191]

Горизонт (старое название)	Основная порода	Хлороформенный битум				Спирто-бензольный битум				ОВ, %	Открытая пористость (средняя), %	Газопроницаемость, мД	Средняя трещинная проницаемость, мД
		Сумма, %	Химический состав, %			Сумма, %	Химический состав, %						
			C	H	O + N + S		C	H	O + N + S				
Кутугунский (Мархинский)	Известняки	0,0006–2,4				0,001–0,4				0,05–1,84	0,51–21,84 (6,73)	0,0042–3,2	
Чомурдахский (Чокукский)	Известняки оолитовые	0,00125–3,2	21,09	0,0	78,91	0,00125–0,1				0,05–0,3	1,79–21,16	1–34,26	0,05–224,8
Оленёкский	Аргиллиты и алевролиты	0,8–1,2								0,77–1,58	5,05		0
Еланский	Доломитовые известняки	0,001–0,01									1,2	0,003	5
Кетеменский	Доломиты	0,002				0,002					0,65–0,87		10–12
Куторгиновый	Доломиты		67,61–72,58	8,85–10,5	16,92–26,54		74,51	9,20	16,41		0,73–2,73 (1,73)	0,001	13
Синский	Известняки	0,008–0,16				0,0015–1,2					0,01–1,31 (0,65)	0	16,6
Атдабанский	Известняки	0,005–0,008				0,005–0,008					0,01–5,74 (2,27)	0	14
Кенядинский	Доломиты, мергели	0,002				0,002					(2,19)	0,001	6
Суннагинский	Глинистые известняки	0,002–0,6				0,002					0,27–11,45 (2,8)	0,0001–0,12	19,5
Маныкайская свита	Доломиты, мергели	0,1–0,4	77,7	12,1	2,41						0,91–6,12	0,001–0,72	8,9–12
Стародеченская свита	Доломиты	0,002–0,4									(0,44)	0,001–0,74	8

Q-50 Вклейка. Заказ 42214000

Таблица 19

Химический состав воды из Мархинской опорной скв. 1-Р

Ионы	г/дм^3	г-экв./л	%-экв.
Катионы			
Натрий (Na)	16,4	0,713	5,02
Калий (K)	11,8	0,303	2,14
Магний (Mg)	8,135	0,669	4,7
Кальций (Ca)	108,677	5,423	38,10
Сумма катионов	145,013	7,108	50,0
Анионы			
Хлор (Cl)	246,588	6,954	49,4
Сульфат (SO_4)	0,384	0,008	0,05
Гидрокарбонат (HCO_3)	0,366	0,006	8,04
Карбонат (CO_3)	–	–	Ȧ
Бром (Br)	6,233	0,078	0,55
Иод (J)	0,126	0,001	0,01
Сумма анионов	247,697	7,047	50,0

В случае экономического освоения региона минеральные лечебные воды могут быть использованы как сырьевая база для курортологии.

ПИТЬЕВЫЕ

Пресные. Малое месторождение пресных питьевых вод Бутулу участок (VI-6-8) находится поблизости от с. Ботулу Верхневилюйского района и было переоценено в 2016 г. В гидрогеологическом отношении территория работ находится в пределах Нижневилюйского артезианского бассейна III порядка, входящего в состав гидрогеологической структуры II порядка – Якутского артезианского бассейна. Скв. 17 глубиной 130 м был вскрыт напорный локально-водоносный криогенно-таликовый меловой комплекс, приуроченный к термокарстовой котловине. Является замкнутой системой. Объем таликовой зоны – 81,2 млн м^3. По химическому составу воды хлоридно-гидрокарбонатные натриево-кальциево-магниевые с минерализацией 0,2 г/дм^3. По значению минерализации воды классифицируются как пресные. Качество воды не отвечает требованиям к питьевым по содержанию железа (2,6 мг/дм^3 при ПДК 0,3) и кремния (18,6 мг/дм^3 при ПДК 10). Запасы по скв. 17 в 2009 г. категории C_1 оценены в количестве 400 м^3/сут [54]. В 2016 г. переоценены до 50 м^3/сут категории В [290].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Основным и пока единственным видом полезных ископаемых, определяющим минерально-сырьевой потенциал территории листа Q-50, являются алмазы в коренных породах – кимберлитах, в древних конгломератах и аллювиальных россыпях современной речной сети. Одни из крупнейших в РФ коренные и россыпные месторождения Накынского кимберлитового поля разрабатываются с 2002 г.; их доля в добыче алмазов РФ достигает 25 %. В 2018 г. начата добыча на Верхне-Мунском коренном месторождении алмазов. Из других видов полезных ископаемых некоторое значение могут иметь только бурые угли, представленные многочисленными мелкими проявлениями, и строительные материалы. Известны также незначительные проявления фосфоритов. Определенные перспективы нефте- и газоносности могут быть связаны с нижними горизонтами палеозойских карбонатных и терригенных отложений осадочного чехла.

Вся площадь листа Q-50 относится к Восточно-Сибирской минерагенической провинции, здесь же выделена Якутская алмазоносная провинция.

Выявленные и прогнозируемые месторождения и проявления полезных ископаемых на площади листа Q-50 образовались в течение пяти эпох рудообразования – рифейско-раннепалеозойской, ранне-среднепалеозойской, среднепозднепалеозойской, мезозойской и кайнозойской, каждой из которых были свойственны определенные условия рудообразования. К числу главных из них относятся особенности тектонического развития территории, характер осадконакопления, тип и интенсивность проявления магматизма; их характер и интенсивность в различных частях площади были различны. Под влиянием этих главных факторов рудообразования на различных участках территории сформировались скопления полезных ископаемых, принадлежащих к различным рудным формациям, имеющим иногда высокую промышленную значимость.

ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Рифейско-раннепалеозойская минерагеническая эпоха характеризуется образованием толщ пород нижней части разреза осадочного чехла, представленных отложениями рифея, венда и кембрия. Они относятся к морской тер-

ригенно-карбонатной и битуминозной формациям, сформированным в условиях мелководного открытого эпиконтинентального морского бассейна, иногда приближающихся к лагунным. В это время формировались карбонатные породы, в куонамское время сопровождавшиеся интенсивным накоплением органического вещества. С этой эпохой связано образование углеводородов в составе Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, а также стратиформной свинцово-цинковой минерализации, гипса и целестина. С соленосными кембрийскими отложениями связаны проявления каменной соли галититовой формации, с отложениями старореченской свиты венда – высокоминерализованные йодно-бромные рассолы.

Ранне-среднепалеозойская минерагеническая эпоха связана со временем образования пород нижней части обнажающегося на поверхности разреза осадочного чехла, занимающего большую часть площади. Он представлен отложениями среднего и верхнего кембрия, относящимися к морской терригенно-карбонатной и битуминозной формациям, перекрытыми отложениями ордовика с существенно большей долей терригенного материала и реликтами карбонатных осадков силура. Эта мощная толща существенно карбонатных пород является резервуаром для углеводородов, а также подземных вод, вследствие затрудненного водообмена в условиях развития мощной толщи многолетнемерзлых пород, представляющих собой рассолы.

Геодинамическая обстановка этой эпохи соответствовала условиям мелководного открытого эпиконтинентального морского бассейна. В кембрийский этап в нем образовался мощный барьерный риф, имевший северо-западное простирание и разделявший его на две части. Эта зона рифов протягивается на 1500 км от Анабарского массива до Алданского щита, отделяя солеродный бассейн западной и юго-западной окраин Сибирской платформы от бассейна с нормальной соленостью, имевшего свободную связь с Мировым океаном на востоке и северо-востоке. Характер осадконакопления в разных частях бассейна был различен: в юго-западной, более мелководной области, в условиях, близких к лагунным, формировались преимущественно доломиты и соленосные отложения, в то время как к северо-востоку от зоны рифа в открытом морском бассейне с нормальной соленостью шло накопление существенно карбонатных, в меньшей степени – терригенных толщ, сопровождавшееся в куонамское время активным образованием органического вещества и отложением битуминозных сланцев.

Основу рифовых сооружений составляют породы удачнинской свиты, представленные доломитами и известняками. Характерной особенностью рифогенных образований является их повышенная плотность. Абразия рифового барьера под воздействием волноприбойных процессов вызвала накопление на его склонах органогенных обломочных толщ, узкой полосой окаймляющих рифогенные постройки.

Средне-позднепалеозойская минерагеническая эпоха делится на два резко различающихся по геологическим условиям и минерагенической специализации этапа – девонский и каменноугольно-пермский.

Среднедевонский–раннекаменоугольный минерагенический этап. Его начало характеризуется резкой сменой геологических условий, вызванной разви-

тием Патомско-Вилюйского рифта, оказавшим сильное воздействие на большую часть площади.

Начало этого этапа – ранний девон относится к периоду интенсивного поднятия всей площади и перерыва в осадконакоплении. В процессе развития Патомско-Вилюйского рифта в среднем девоне в его границах накапливались пестроцветные и красноцветные карбонатно-терригенные песчано-глинистые породы, часто загипсованные и засоленные, иногда содержащие маломощные прослои известняков, возможно, пепловых туфов. В позднем девоне началось образование базальтов, мощность которых в рифтовой долине достигала, видимо, нескольких километров, а в бортовых частях – первых сотен метров.

В среднем и позднем девоне широко проявились процессы разрывной тектоники, приведшие к формированию мощных зон тектонических нарушений в центральной части и плечах рифта. Тектонической активности сопутствовало формирование заполнявших разрывные нарушения интрузивных секущих тел, на северо-западном плече рифта образовавших обширный Вилюйско-Мархинский дайковый пояс.

Поздний девон и, возможно, ранний карбон для рассматриваемой площади является наиболее продуктивным минерагеническим этапом; именно в это время активизировались процессы щелочно-ультраосновного магматизма, вызвавшие образование многочисленных кимберлитовых трубок взрыва и даек, сгруппированных в двух высокоалмазоносных полях и двух полях с телами убогой алмазоносности. Все они принадлежат к формации алмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста Сибирской платформы. Внедрение кимберлитовых тел произошло, видимо, в фаменское время.

Накынское поле, расположенное в краевой зоне рифта, связывается обычно с Вилюйско-Мархинской зоной разломов северо-восточного простирания, некоторые из которых имеют статус «кимберлитоконтролирующих», что нам представляется необоснованным (причины этого изложены в соответствующем разделе гл. «Магматизм»). Расположение трех других полей: Верхнемунского, Чомурдахского и Севернейского, как считается, контролируется гипотетической региональной Далдыно-Оленёкской зоной северо-восточного простирания, кимберлитовых тел в пределах полей – кимберлитовмещающими тектоническими нарушениями более мелкого порядка; ориентировка их для Чомурдахского и Севернейского полей совпадает с направлением зоны, а для Верхнемунского поля – ортогональна ей.

Каменноугольный–пермский минерагенический этап. Начало этапа характеризовалось дифференцированными тектоническими движениями. На фоне поднятия большей части площади в ее юго-западной части преобладали нисходящие движения, связанные с образованием Тунгусской синеклизы, где в условиях жаркого гумидного климата и широкого развития растительности возникали мощные коры выветривания, служившие источником для формирования отложений толщи континентальных и прибрежно-морских пород. С ними связаны многочисленные проявления углей буроугольной формации.

Патомско-Вилюйский палеорифт закончил свое развитие в конце девона, и в каменноугольную эпоху в его границах началось формирование морских карбонатно-терригенных отложений, которые знаменуют начало образования Вилюйской синеклизы. В пермскую эпоху здесь, как и в Тунгусской синеклизе,

в континентальных условиях за счет размыва мощных кор выветривания формировалась толща терригенных отложений с прослоями углей. Однако их угленосность (по данным неспециализированных параметрических буровых работ) существенно ниже при значительно большей глубине залегания (600–1500 м).

Мезозойская минерагеническая эпоха. В юго-западной части площади, в пределах Тунгусской синеклизы в начале *инда* активизировались процессы эксплозивного и интрузивного магматизма, в результате чего образовался комплекс вулканогенных и субвулканических интрузивных пород основного состава, пространственно ассоциирующий с областью развития продуктивных отложений карбона и перми и оказывавший на них сильное термальное воздействие. Вулканические процессы продолжались всего около 1 млн лет. На сопредельной с запада площади листа Q-49 с этим периодом связаны несколько комплексов полезных ископаемых, включая исландский шпат, железо.

В северной половине площади листа в начале мезозоя сохранялись континентальные условия, унаследованные от пермской эпохи; на протяжении всего триасового времени здесь сохранялись континентальные условия и происходил размыв и формирование слаборасчлененной поверхности выравнивания. Вследствие малоамплитудного, но постоянного, прогибания бортовых частей Вилюйской синеклизы она была наклонена на юго-восток, к ее центру. В Накынском алмазоносном районе размывом были почти полностью уничтожены отложения девона и силура, равно как и значительная часть разреза ордовика вплоть до верхних горизонтов кембрийской толщи.

Были вскрыты сформированные в конце девона кимберлитовые тела, их верхние кратерные части срезаны целиком, а диатремовые – частично. Срез был достаточно глубоким; судя по строению сохранившихся верхних частей трубок и присутствию на доюрском эрозионном уровне кимберлитовых даек, свойственных абиссальным частям кимберлитового комплекса, он составил не менее 500–700 м. Происходившее при этом механическое разрушение кимберлитов высвободило весьма значительное количество содержавшихся в них алмазов, образовавших в условиях равнинного рельефа и интенсивного развития процессов карстообразования обширные ореолы рассеяния с повышенными концентрациями алмазов в карстовых полостях дьяхтарской толщи, представляющей собой нижнюю залежь Нюрбинской россыпи.

Начало *юрского времени* характеризуется общим неглубоким непродолжительным размывом с последующим малоамплитудным погружением площади и формированием континентальных озерно-болотных и пролювиальных грубообломочных отложений нижней части укугутской свиты, а затем – толщи прибрежных континентальных и прибрежно-морских мелководных образований ее верхней части и остального разреза юры. Осадконакопление происходило на фоне спокойного тектонического режима, в условиях мелководного, но достаточно стабильного бассейна и не прерывалось существенными перерывами и размывами. В Накынском районе продолжалась денудация кимберлитовых тел; продукты разрушения кимберлитов, в том числе алмазы, отлагались преимущественно в понижениях рельефа, связанных с возникшими ранее неглубокими грабенообразными впадинами на поверхности палеозойского карбонатного цоколя, формируя в них скопления алмазов в базальных

частях укугутской свиты юры (верхняя залежь Нюрбинской россыпи). Вследствие спокойного тектонического режима эти залежи были захоронены и не подвергались перемывам и размыву вплоть до четвертичного времени.

В *средней–поздней юре и в мелу* Вилюйская синеклиза проходила в своем развитии период характерного «ускоренного» типа осадконакопления, связанного с орогеническими событиями в Верхояно-Колымской складчатой области и форландовой стадией формирования Верхоянского складчато-надвигового пояса [121]. В погружение была вовлечена, видимо, практически вся площадь листа, но достаточно интенсивным оно было в центральных частях Вилюйской синеклизы, где существовали условия неглубокого морского бассейна и отлагались песчано-глинистые отложения. В ее бортовой области и прилегающих частях континента накапливались преимущественно континентальные и прибрежно-морские отложения. Это время характеризовалось жарким гумидным климатом и активным развитием растительности, вследствие чего юрские и меловые отложения содержат часто высокие концентрации растительного углистого детрита, пласты и линзы бурых углей.

Кайнозойская минерагеническая эпоха характеризуется незначительным поднятием и выравниванием территории, формированием в ее пределах разветвленной, но относительно не глубоко врезанной речной сети. Тем не менее, на некоторых участках Накынского алмазоносного района эрозией был вскрыт алмазоносный стратиграфический уровень границы триаса и юры, с которым связана погребенная Нюрбинская россыпь, и высвобожденные алмазы поступали в аллювиальные отложения современной гидросети, формируя россыпи в русловых и террасовых отложениях (россыпи р. Мархa). Наиболее высокие содержания алмазов свойственны современным и верхнечетвертичным отложениям русла и поймы, однако алмазы встречаются и в аллювии высоких террас.

Аллювиальные, а также мелкие элювиальные и делювиальные россыпи алмазов формировались в эту эпоху при прямом размыве кимберлитовых тел Верхнемунского поля.

В долинах наиболее крупных рек, прорезавших толщу юрских отложений (Тюнг, Чимидикян и их притоки), за счет эрозии и переотложения материала базальных частей юрской толщи формировались россыпи в аллювиальном комплексе этих рек.

В аллювиальных отложениях образовались на ограниченных участках шлиховые ореолы сульфидов меди, цинка.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗМЕЩЕНИЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Размещение и концентрации каждого типа полезного ископаемого контролируются минерагеническими факторами или их сочетаниями, определяющими их промышленную значимость.

Алмазы. К числу факторов, влияющих на размещение коренных месторождений алмазов, относятся магматический и структурно-тектонический.

Группа магматических факторов, определяющих тип коренного источника алмазов в коренных месторождениях Накынского и Верхнемунского алма-

зоносных кимберлитовых полей, а также генезис алмаза, выглядит достаточно определенно. В коренных проявлениях алмазы связаны с кимберлитами, которые (в соответствии с традицией) относятся к т. н. «Южным кимберлитовым полям» Сибирской платформы. По главным своим свойствам они идентичны кимберлитам других полей Якутии, характеризующихся высокой алмазоносностью (Мало-Ботуобинское, Далдынское, Алакитское). Однако по многим петрохимическим и минералогическим признакам кимберлиты Накынского поля стоят особняком, но при этом отличаются весьма высокой степенью алмазоносности. Это объясняется, видимо, тем, что их исходные расплавы формировались в условиях, несколько отличающихся по P-T параметрам и химизму среды минералообразования от других высокоалмазоносных кимберлитов Якутии.

Отличия кимберлитов Верхнемунского поля менее значительны, но при этом и степень их алмазоносности значительно ниже. Возможно, это связано с общей региональной закономерностью Якутской провинции – снижением алмазоносности кимберлитов в направлении с юга провинции на север.

Еще более существенны отличия кимберлитов двух других полей, расположенных на площади листа и относящихся к «Северным полям» Якутии – Чомурдахского и Севернейского, большинство тел которых если и содержит алмазы, то в исчезающе-малых концентрациях. Столь резкие различия этих двух групп полей могут быть объяснены неоднородностью состава мантии вследствие широкого проявления в северных районах Якутии процессов мантийного железистого метасоматоза, изменившего ее первичный химический и минеральный составы [144].

К числу факторов, непосредственно влияющих на концентрации алмазов в кимберлитах, относятся *минералогические и геохимические*, связанные с изучением особенностей химического состава минералов-индикаторов.

В кимберлитах Накынского поля доля минералов глубинных ультраосновных и основных алмазоносных парагенезисов в общей популяции МСА высокая – 5–8 %, что хорошо сочетается с их высокой продуктивностью; однако ей не соответствует их общее, очень низкое содержание. В кимберлитах Верхнемунского поля при более высоких общих концентрациях МСА доля глубинных парагенезисов меньше, а в телах Чомурдахского и Севернейского полей она не достигает и 1 %, что типично для «Северных полей». Столь же велико различие между полями и по типам мантийных пород ультраосновного и основного составов, находимых в кимберлитах в виде нодулей, и их содержаниям.

Размещение кимберлитов в пространстве и внутреннюю структуру кимберлитовых полей контролируют *структурно-тектонические факторы*. Главной структурой, которая определяет положение почти всех палеозойских и части мезозойских кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции, начиная с Моркокинского и Далдынского на юго-западе и кончая Хорбосуонским на северо-востоке, считается Далдыно-Оленёкская зона северо-восточного простирания. Это структура неявного типа, она выделяется исключительно по линейному расположению кимберлитовых полей, никак не проявляясь ни в структурно-тектонических построениях, ни в материалах минералогических и геофизических исследований. На локальном уровне разме-

щение кимберлитовых тел в составляющих ее полях контролируется присущей каждому кимберлитовому полю индивидуальной системой контролирующих и кимберлитовмещающих разрывов более мелких порядков, в ряде случаев согласных с простиранием главной структуры (Далдынское, Чомурдахское, Огонер-Юряхское, Куойкское поля), но часто ортогональных ему (Верхнемунское, Укукитское, Мерчимденское, Толуопское).

В пределах Далдыно-Оленёкской зоны находятся Верхнемунское, Чомурдахское и Севернейское поля. Форма Верхнемунского поля – слегка искаженный овал, длинной осью ориентированный в субширотном направлении; это позволяет полагать, что длинная ось поля отражает направление глубинной контролирующей структуры. Внутренняя структура поля определяется тектоническими нарушениями северо-западного простирания, с которыми связаны все дайки и большая часть трубок.

Внутренняя структура Чомурдахского и Севернейского полей определяется северо-восточным простиранием вмещающих кимберлиты нарушений, совпадающих с направлением Далдыно-Оленёкской зоны.

Что касается Накынского поля, то оно расположено несколько юго-восточнее главной контролирующей зоны, но в субпараллельной ему полосе, с которой связано также Мало-Ботуобинское поле. Оно относится к числу полей ярко выраженного линейного типа; при этом тектонические нарушения, контролирующие положение поля, являются в то же время и кимберлитовмещающими. Пять из шести выявленных в настоящее время кимберлитовых тел залегают в линейной тектонической зоне общего северо-северо-восточного простирания протяженностью ~12 км, названной «Диагональным разломом», а тело Майское связано с «Параллельным» разломом, отстоящим на 0,5 км к северо-западу от основного. Эти нарушения представляют собой зоны повышенной трещиноватости и дробления вмещающих пород, по которым внедрены маломощные кимберлитовые дайки. Следует заметить, что как тела поля, так и контролирующие их структуры очень слабо проявлены в магнитном поле.

Критерий *глубины эрозионного среза* кимберлитовых тел позволяет прогнозировать объем кимберлита в выявленных телах и оценить перспективы россыпной алмазоносности в районе расположения тел. Изучение особенностей строения, набора и петрографического состава выполняющих кимберлитовые тела пород показало, что тела Накынского поля были эродированы на глубину порядка 500–700 м; при этом были почти полностью уничтожены кратерные и значительная часть диатремовых частей трубок. Существенный остаток кратерных фаций, сложенный кимберлитовой туфобрекчией, выявлен только в северо-восточном расширении трубки Ботуобинская; небольшие реликты их связаны также с центральной частью трубки Нюрбинская и северо-восточной частью дайки Майская.

Эрозией были уничтожены существенные части всех кимберлитовых тел, что объясняет возникновение в районе Накынского поля богатой россыпи в базальных частях осадочной толщи верхнего триаса – нижней юры, перекрывающей трубки.

Возраст кимберлитового магматизма. Этот критерий возник в начальную стадию изучения месторождений алмазов в «Южных полях» Якутской про-

винции, когда считалось, что высокая степень алмазоносности характерна только для кимберлитов среднепалеозойского возраста. Однако впоследствии было установлено, что среди считавшихся мезозойскими кимберлитов «Северных полей» больше половины имеют тот же возраст, что и в южных палеозойских полях – при крайне низких и убогих содержаниях алмазов в них. Объяснение этого явления было приведено выше.

Совершенно очевидно, что этот критерий при оценке перспективности кимберлитов в районах севера Сибирской платформы неприменим. Тем не менее, и до настоящего времени он иногда фигурирует в некоторых прогнозных построениях [94].

Факторы контроля алмазоносных россыпей. В геологической истории этого района главными минерагеническими факторами, вызвавшими образование россыпей с высокими содержаниями алмазов, являлись геоморфологические, тектонические и литолого-стратиграфические.

Россыпь Нюрбинская, относящаяся к формации древних конгломератов, является россыпью *ближнего сноса;* она обязана своим образованием близостью к коренным кимберлитовым телам Накынского поля, в первую очередь – к трубке Нюрбинская, алмазы из которой составляют основную долю в общем их количестве. Положение и форму россыпи определяет с*труктурно-тектонический фактор*: она связана с Дюлюнг-Дьяхтарской депрессией, выработанной в терригенно-карбонатных породах карбонатного цоколя. Она имеет общее северо-восточное простирание, совпадающее с общим структурным планом площади, и долинообразную форму; расположена между двумя крупными разломами, выполненными дайками траппов, ограничивающими, видимо, грабенообразную структуру амплитудой около 20 м. Вместе с тем в ее возникновении весьма существенная роль принадлежит *литолого-стратиграфическому фактору*. Рельеф бортов и днища депрессии осложняют многочисленные карстовые воронки, связанные обычно с зонами разломов, размером до 500 м и глубиной до 60 м; они вытянуты обычно вдоль разломов, которые во многом определяют их морфологию и ориентировку. С карстовыми воронками связана нижняя залежь Нюрбинской россыпи, в которой заключена существенная часть алмазов.

Тот же фактор контролирует и верхнюю залежь россыпи, связанную с базальным грубообломочным горизонтом укугутской свиты юры. Вышележащие части разреза свиты, сложенные преимущественно алевритовыми и пелитовыми породами, практически стерильны.

Положение россыпей алмазов, связанных с аллювием современной гидросети, контролируется также близостью к коренным источникам и участкам палеоросыпей, на которых происходит их разрушение современной эрозией и переотложение алмазоносного материала. Для района Нюрбинской россыпи таковыми являются долины р. Марха и ее левых притоков к юго-западу от Накынского поля, в которых формируются россыпи в современном русловом и пойменном аллювии. При этом максимальные содержания алмазов в них тяготеют к нижним частям их разреза, сложенным грубозернистыми разновидностями пород.

Формирование *бурых углей и горючих сланцев* контролируется *палеогеографическим фактором;* оно происходит в эпохи, характеризующиеся усло-

виями, благоприятствующими активному развитию морской (горючие сланцы куонамской свиты и других уровней кембрия) и наземной (бурые угли) биоты. Формирование доманикоидной битуминозной карбонатно-сланцевой формации связано со вспышкой развития морских микроорганизмов, особенно интенсивно проявившихся в куонамское время. Горизонты кембрия с горючими сланцами на уровне современного эрозионного среза не обнажаются. Вместе с тем, горизонты сланцевоносных пород могут встречаться и в других частях разреза кембрия.

Образование бурых углей обусловлено интенсивным развитием наземной и прибрежно-морской растительности в эпохи господства жаркого гумидного климата – каменноугольно-пермскую, юрскую и меловую.

Широкое распространение *золота*, установленное при опробовании русловых аллювиальных отложений в долинах рек Тюнг, Тюнгкян, Чильли связано, видимо, с размывом и переотложением его из юрских континентальных отложений. Во всех точках своего нахождения оно сопровождается шлихоминералогической ассоциацией, указывающей на ее происхождение за счет размыва толщи континентальных и морских образований юры.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАГЕНИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Территория листа Q-50, сложенная породами фанерозойского осадочного чехла платформы, относится к Восточно-Сибирской минерагенической провинции. В ее составе выделяется одна минерагеническая область, два соленосных, один сланцевоносный, два угольных бассейна, один угольный район и площадь угленакопления. Для алмазов выделена Якутская алмазоносная провинция, охватывающая большую часть листа, в пределах которой находится 1 субпровинция, 3 области, 7 районов, 10 узлов и 1 алмазоносная площадь.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Анабарская урароносная свинцово-цинковая рифейско–кембрийская прогнозируемая минерагеническая область **(1 Zn,Pb,U/RF–Ꞓ)** развита в северо-западной части территории. В соответствии с Легендой-2009 и материалами, полученными в пределах листа R-50, она связана с площадями развития нижних частей разреза осадочного чехла – образованиями рифея, венда и кембрия, где в них выявлены многочисленные пункты минерализации сульфидов свинца и цинка, относящиеся к стратиформной формации полиметаллических руд [17]. Однако на площади листа Q-50 обнажены только образования средних и верхних частей разреза кембрия, которые могут иметь перспективы в отношении минерализации этого типа. Поисковым признаком этого являются несколько шлиховых ореолов сульфидов, установленные при опробовании аллювия в верховьях рек Муна и Бэкэ и на площади листа Q-49 в непосредственной близости от западной границы рассматриваемой площади. На значительно большей восточной части площадей распространения образований кембрия

в пределах листа Q-50 во время многочисленных съемочных и поисковых работ признаки существования этой минерализации не выявлены, в связи с чем область ее возможного развития ограничена только западной частью поля развития кембрия.

***Лено-Тунгусский гипс-соленосный ранне-среднекембрийский бассейн* (2 hl,g/$Є_{1-2}$)** охватывает юго-западную часть листа. Каменные соли приурочены к отложениям метегерской свиты нижнего–среднего кембрия. Известно два проявления каменной соли, они вскрыты параметрическими скважинами на глубинах 1400–1800 м. Южнее, на листе P-50 месторождения кембрийской каменной соли расположены на меньших глубинах до 300 м, часть из них отвечает требованиям качества «Экстра» и «Высший».

***Анабаро-Хатангский сланцевоносный кембрийский прогнозируемый бассейн* (3 ГС/Є).** С обширной областью развития терригенно-карбонатных пород, занимающих Суханскую впадину, восточный и юго-восточный склоны Анабаро-Вилюйской антеклизы, связаны несколько горизонтов битуминозных пород. Наиболее широко они развиты в породах куонамской свиты нижнего–среднего кембрия. Они слагают огромный бассейн горючих сланцев, прогнозные ресурсы которого до глубины 300 м только в Оленёкском районе, в основном в пределах площади листа R-50, были оценены в количестве 849 млрд т. На площади листа куонамская свита на дневной поверхности не обнажается; здесь в карбонатных породах вышележащих горизонтов кембрийской толщи выявлено только несколько прослоев, обогащенных битумами. На площади листа R-51 куонамская свита развита и на его южной границе. Общая мощность сланцевоносной пачки составляет 15–20 м.

В последнее время битуминозные породы в карбонатных толщах фанерозоя Сибири рассматриваются как источник получения сланцевой нефти. В связи с этим (по некоторым оценкам) общегеологическая ситуация Восточной Сибири может указывать на то, что ресурсы сланцевой нефти этого региона могут составить 30 млрд т, что вдвое превышает соответствующие ресурсы Западной Сибири [132].

***Тюкянский соленосный ранне-среднедевонский прогнозируемый бассейн* (4 hl/D_{1-2})** выделен на юго-востоке территории. Здесь проявления солей связаны с девонскими отложениями тюкянской свиты. Пласты соли вскрыты параметрическими скважинами на глубинах 1800–2600 м и достигают суммарной мощности от 100 до 200 м. Южнее, на листе P-50 известны крупные месторождения солей на аналогичных глубинах, связанные с девонскими отложениями кемпендяйской свиты.

***Тунгусский угольный среднекаменноугольно-пермский бассейн* (5 УК,УБ/C_2–P).** Проявления бурого угля связаны с Тунгусским бассейном, занимающим всю площадь Тунгусской синеклизы; в границы листа Q-50 она входит своей очень ограниченной восточной бортовой частью. На рассматриваемой территории известно одно проявление углей, связанное с нижним структурно-вещественным ярусом синеклизы, сложенным терригенными континентальными отложениями каменноугольного и пермского возраста. Оно вскрыто скважиной в слабо сцементированных песчаниках боруллойской свиты нижней–средней перми.

Продуктивные отложения среднекаменноугольно-пермского возраста Тунгусского бассейна характеризуются постоянно связанной с ними повышенной угленосностью. В разрезах многочисленных картировочных скважин, вскрывавших отложения этого стратиграфического уровня в пределах области их развития на рассматриваемой территории, часто отмечаются линзы, маломощные прослои углей, углистых сланцев и углистых аргиллитов. На сопредельной с запада площади листа Q-49 известны проявления бурых углей как в пермских, так и каменноугольных отложениях, и, с учетом очень плохой обнаженности этой части площади и ее слабой изученности, можно было бы ожидать выявления в этом районе более крупных проявлений бурых углей. Однако ограниченная площадь развития угленосной толщи и ее незначительная мощность делают такое предположение маловероятным.

Ленский угольный средне-позднепермский, юрско-раннемеловой бассейн **(6 УК,УБ/P_{2-3}, J–K_1)** связан со средними и верхними частями разреза терригенных континентальных и прибрежно-морских образований тогойдохской толщи средней и верхней перми, а также прибрежно-морскими и континентальными отложениями мезозойского возраста, выполняющих Вилюйскую синеклизу. Занимает юго-восточную часть площади, представляющей собой его юго-западное окончание.

Средне-Вилюйский (Нюрбинский) угольный район **(6.1 УК,УБ/P_{2-3},J–K_1)**. Угленосная толща охватывает широкий стратиграфический интервал – среднюю и верхнюю пермь, юру и нижний мел. В границах района на площади листа Q-50 выявлено 22 проявления бурых углей в континентальных отложениях укугутской свиты нижней юры, якутской свиты средней юры, чечумской серии средней–верхней юры и батылыхской и хатарыкской свит нижнего мела. Кроме того, установлена угленосность тогойдохской толщи средней–верхней перми и аграфеновской свиты нижнего–верхнего мела. Минимальная угленосность свойственна укугутской свите нижней юры; повышенной угленасыщенностью по сравнению с другими стратиграфическими уровнями обладают чечумская серия и батылыхская свита.

Угли образуют в терригенных отложениях пласты и линзы мощностью от нескольких десятков сантиметров до 8 м, а суммарная мощность пластов углей в отдельных пачках пород достигает 45 м. Глубина залегания пластов в северо-западной бортовой части бассейна минимальна (5–50 м), но в его юго-восточных частях, по направлению к центру Вилюйской синеклизы она может увеличиваться до нескольких сот метров. Но при этом можно ожидать, что количество пластов и их мощности в более глубоких частях синеклизы будут увеличиваться, а их мощность возрастать.

В пределах района выделена ***Тюкянская буроугольная прогнозируемая площадь*** **(6.1.1 УБ/K_1)**, на которую авторами отчета составлен паспорт с прогнозными ресурсами категории P_3 3217,5 млн т (паспорт № 5661358).

Лено-Вилюйская золоторудно-россыпная юрская, четвертичная прогнозируемая минерагеническая зона **(7 Au/J,Q)** распространена на юго-востоке листа Q-50 в междуречье Марха–Тюнг и занимает почти половину смежного с юга листа P-50, где известны многочисленные россыпи и проявления, в том числе рудного, золота [111]. Всех их роднит пространственная связь с самой верхней выветрелой частью толщи карбонатных пород кембрия/ордовика, ино-

гда – с зоной выветривания интрузивных тел основного состава среднего палеозоя, и границей с перекрывающими их глинистыми отложениями нижней юры. В большинстве случаев пробирный анализ показал, что золото входит в состав пирита, стяжения которого образуют иногда на этой границе горизонт мощностью 2–15 см. Кроме того, золото обнаружено и в пиритизированных известняках, а также в лимонитизированной породе, выполняющей трещины в последних.

Минерализация золота несколько иного, но близкого типа, выявлена в низовьях р. Мархa. Она связана с линейными корами выветривания в карбонатных породах, развивающимися, видимо, по зонам повышенной трещиноватости в них.

Происхождение этой минерализации связывается с перераспределением золота в гипергенных условиях под влиянием низкотемпературных грунтовых вод [230]. При этом источниками золота считаются как зоны выветривания магматических пород основного состава, так и золото, содержащееся в базальных горизонтах перекрывающих отложений юрского возраста. Последнее нам представляется маловероятным: золотоносный пирит образуется на нижней границе пласта глин, а в тяжелой фракции перекрывающих пород неизвестны формы золотин, характерные для процессов их растворения. Кроме того, аккумуляцию пирита с золотом на границе раздела двух сред с разными физико-химическими условиями логичнее рассматривать как процесс осаждения металла на геохимическом барьере между подщелоченными водами карбонатного субстрата и глинистой средой, обогащенной гумусовыми кислотами.

Якутская алмазоносная провинция

Площадь листа Q-50 охватывает центральный участок Оленёк-Вилюйской субпровинции, являющейся частью Якутской алмазоносной провинции. Она характеризуется среднепалеозойским возрастом развитых в ее границах кимберлитовых тел, преимущественно высокой степенью продуктивности как коренных источников, так и связанных с ними россыпей, а также определенными свойствами и качеством алмазов.

Оленёк-Вилюйская алмазоносная рудно-россыпная позднедевонско-раннекаменноугольная, юрская, четвертичная минерагеническая субпровинция

К этой субпровинции относятся все кимберлитовые поля, расположенные в границах листа Q-50. Каждому из них соответствует одноименный рудно-россыпной узел, включающий проявления как в кимберлитах, так и связанных с ними россыпях. Верхнемунское, Чомурдахское и Севернейское кимберлитовые поля расположены в региональной Далдыно-Оленёкской зоне – наиболее крупной структуре Якутской провинции, контролирующей размещение кимберлитовых полей в полосе северо-восточного направления от Далдынского поля на юго-запад до Хорбосуонского на северо-восток. Считается, что расположенные в ней кимберлитовые поля и ассоциации кимберлитовых тел в них связаны с системой контролирующих разрывных нарушений

преимущественно северо-восточного простирания. Нарушения, используемые дайками кимберлитов и линейными кластерами трубок, хорошо выделяются как в магнитном поле, так и в аэрофотоматериалах различного масштаба. Но попытки выделить (в более или менее объективной манере) системы нарушений/отдельные нарушения, контролирующие размещение кимберлитовых полей, оказываются безрезультатными. Более того, если половина входящих в нее кимберлитовых полей, в том числе – поля на площади листа R-50, имеет внутреннюю структуру, подчиняющуюся генеральному направлению Далдыно-Оленёкской зоны, то структура некоторых из них ортогональна ему.

Накынское кимберлитовое поле контролируется, видимо, самостоятельной контролирующей зоной, подобной Далдыно-Оленёкской, расположенной к юго-востоку от нее и имеющей меньшую протяженность.

В пределах субпровинции выделяются три алмазоносные рудно-россыпные области, связанные с соответствующими районами распространения проявлений кимберлитового магматизма – Среднеоленёкская, Верхневилюйская и Вилюйско-Мархинская. В каждой из них выявлены проявления алмазов как в коренных породах, так и в сопутствующих им аллювиальных/гетерогенных россыпях.

Среднеоленёкская алмазоносная позднедевонско-раннекаменноугольная, четвертичная рудно-россыпная область **(8 di/D_3–C_1,Q)** включает два рудно-россыпных района. По степени алмазоносности коренных источников алмазов и возникающих при их эрозии россыпей область относится к числу северных частей Оленёк-Вилюйской минерагенической субпровинции, которые характеризуются низкой продуктивностью.

Среднеоленёкский алмазоносный рудно-россыпной район (8.1 di/D_3–C_1,Q) включает два рудно-россыпных прогнозируемых узла – *Чомурдахский* (8.1.1 di/D_3–C_1,Q) и *Севернейский* (8.1.2 di/D_3–C_1,Q), соответствующие одноименным кимберлитовым полям/частям полей. Эти небольшие ассоциации кимберлитов (три небольшие трубки в первом, две трубки и дайка – во втором) имеют одинаковую внутреннюю структуру кимберлитового комплекса, которая определяется северо-восточной ориентировкой разрывных нарушений, контролирующих расположение кимберлитовых тел и их ассоциаций. Им свойственны близкие характеристики минерального состава и химизма слагающих пород и минералов-индикаторов, указывающие на их низкую алмазоносность.

При опробовании кимберлитов Чомурдахского поля были обнаружены только единичные мелкие кристаллы. Опробование кимберлитов Севернейского поля дало отрицательный результат; однако при опробовании аллювия дренирующих трубки водотоков установлена алмазоносность террасового и руслового аллювия, что, видимо, связано с переотложением большого количества кимберлитового материала из верхних более алмазоносных частей трубок, эродированных на большую глубину. В верховьях р. Северная непосредственно ниже поля была выявлена россыпь (I-5-3) протяженностью 4,4 км со средним содержанием алмазов 0,66 кар/м^3; при этом из концентрата отобранных из русловых отложений проб было извлечено 198 кристаллов алмаза суммарным весом 3325,7 мг. Запасы россыпи категории C_2

установлены в размере 74 812 кар. Прогнозные ресурсы категории P_2, оцененные для участка россыпи длиной 14 км, составили 358 тыс. кар, а категории P_3 для участка протяженностью 50 км – 1108 тыс. кар при среднем содержании алмазов 0,35 кар/м^3 [291].

Приленский алмазоносный рудно-россыпной район (8.2 di/D_3-C_1,Q) заходит на северо-востоке листа своей весьма незначительной краевой частью, приурочен к нижему течению р. Муна. Здесь на отрезке 2 км выделена россыпь Средняя Муна 3 (I-6-2), со средним содержанием алмазов 3,0–8,3 кар/м^3; при этом из концентрата отобранных из русловых отложений проб был извлечен 2361 кристалл алмаза суммарным весом более 22 г [303].

Верхневилюйская алмазоносная позднедевонско-раннекаменноугольная, четвертичная рудно-россыпная область **(9 di/D_3–C_1,Q)**, которая на территории листа Q-49 включает крупнейшие в РФ коренные месторождения алмазов – кимберлитовые трубки Удачная, Юбилейная, Айхал и др., дающие основную долю добычи алмазов. Крупнейшим в этой области является *Далдыно-Алакитский рудно-россыпной район* (9.1 di/D_3–C_1,Q), расположенный в пределах региональной контролирующей структуры Якутской провинции – Далдыно-Оленёкской зоны северо-восточного простирания. В его пределах выявлены единичные находки алмазов в аллювии небольшого руч. Эекит и р. Мархa. Их скорее всего следует связывать с обширным ореолом рассеяния от расположенных в 60 км западнее многочисленных алмазоносных трубок Далдынского поля, поскольку никаких признаков присутствия кимберлитов на этом участке нет.

Он в свою очередь включает *Далдыно-Алакитский рудно-россыпной узел* (9.1.1 di/D_3–C_1,Q), очень незначительная крайняя восточная часть которого занимает ограниченный участок на западной границе площади листа Q-50 в верхнем течении р. Мархa и ее небольших правых притоков.

Вилюйско-Мархинская алмазоносная позднедевонско-раннекаменноугольная, позднекаменноугольная–среднепермская, юрская, четвертичная рудно-россыпная область (10 di/D_3–C_1, C_3–P_2,J,Q). Эта обширная алмазоносная область, занимающая большую часть площади листа Q-50, включает два крупных рудно-россыпных района – Муно-Тюнгский и Среднемархинский, в которых выявлены крупные месторождения коренных и россыпных алмазов.

Муно-Тюнгский алмазоносный рудно-россыпной район (10.1 di/D_3–C_1,J,Q). Его минерагеническая специализация гетерогенна, поскольку входящие в него алмазоносные узлы характеризуются различной генетической принадлежностью и контролируются различными факторами. В его составе выделяются два рудно-россыпных и один россыпной узел.

Верхнемунский алмазоносный рудно-россыпной узел (10.1.1 di/D_3–C_1,Q) включает Верхнемунское поле алмазоносных кимберлитов и связанные с ними аллювиальные россыпи. Поле расположено в главной гипотетической контролирующей кимберлиты структуре Якутии – Далдыно-Оленёкской зоне северо-восточным простирания. Однако положение и форма поля контролируется, видимо, глубинным нарушением субширотного простирания. Внутренняя структура поля и расположение отдельных тел и их кластеров, в том числе – и всех даек, определяется тектоническими нарушениями северо-западного нап-

равления, за исключением отдельных трубок (Комсомольская-Магнитная, Поисковая), имеющих ортогональную им северо-восточную ориентировку.

Трубки сложены двумя разновидностями кимберлитовых пород: порфировыми кимберлитами и автолитовыми кимберлитовыми брекчиями, мало различающимися по степени алмазоносности. В среднем для поля концентрация алмазов составляет от 0,5 до 1,0 кар/т; при этом она отличается большим непостоянством: в однотипных породах в разных частях одной и той же трубки она может изменяться от 0 до: 6,75 кар/т (трубка Новинка); 5,59 кар/т (трубка Поисковая); 22,14 кар/т (трубка Комсомольская-Магнитная). Какое-то значение имеет, видимо, содержание ксенопримеси в кимберлитах, но скорее всего это связано с различной алмазоносностью магматического расплава разных импульсов внедрения. Особенностью поля является, видимо, достаточно постоянная встречаемость крупных алмазов: во время ограниченной по объему опытно-промышленной разработки в пробе из трубки Новинка был извлечен алмаз весом 153,78 кар, а из трубки Комсомольская-Магнитная – камни весом 57,55 и 22,93 кар.

С трубками Верхнемунского кимберлитового поля связана одна средняя россыпь Уулаах-Муна (II-1-5) протяженностью около 25 км, расположенная в долине р. Улах-Муна – правого истока р. Муна, а также около 10 мелких россыпей в долине последней. Источником алмазов россыпи являются кимберлитовые тела Верхнемунского поля, расположенные на правом борту долины реки. Алмазы содержатся в грубозернистых отложениях русла, поймы, реже – I надпойменной террасы. Россыпь характеризуется выдержанной мощностью песков (около 2,54 м) и относительно выдержанным содержанием алмазов, составляющим в среднем 0,099 кар/м^3. Качество алмазов невысокое. Запасы, утвержденные в 1960 г. в количестве 426 тыс. т кар, отнесены к забалансовым [52].

Россыпь в *железистых конгломератах* – Улах-Муна (II-1-4) расположена на левом берегу р. Улах-Муна. В состав россыпи входят пять мелких россыпей, составляющих одну россыпь общей длиной 5 км. Алмазы в них связаны с сильно ожелезненными глинистыми конгломератами, выполняющими впадины в известняках кембрийского цоколя и представляющими собой скорее всего базальный грубозернистый горизонт пойменного/террасового аллювия. В отчетах компании АЛРОСА она рассматривается как древняя россыпь неоген-четвертичного возраста, что нам представляется совершенно невероятным, поскольку характер гидросети этого района указывает на ее постоянный врез без каких-либо признаков существования древних переуглубленных долин. Что касается конгломератов, то сильное ожелезнение грубозернистых базальных частей разреза аллювия самого различного возраста весьма типично для районов Приангарья.

Чимидикян-Тюнгский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел (10.1.2 di/D_3–C_1,J,Q) – наиболее крупный среди выделенных на площади листа Q-50: его размеры составляют (80–90) × 190 км. Он охватывает в основном бассейн среднего течения р. Тюнг и его левого притока р. Чимидикян. Площадь узла характеризуется постоянной, но спорадической алмазоносностью; относительно алмазоносные участки русел чередуются в нем с практически стерильными интервалами. Все выявленные проявления алма-

зов связаны преимущественно с аллювием современной речной сети; единичные находки кристаллов выявлены также в нижних горизонтах юрских отложений. Они сопровождаются связанными с ними ореолами МСА, часто достаточно контрастными. В его границах выявлено 15 россыпей в русловых и пойменных отложениях.

Аллювий р. Чимидикян алмазоносен практически на всем протяжении реки. Но среднее содержание алмазов в нем низкое: они составляет от 0,02 до 0,083 кар/м^3. В общем содержание существенно повышается сверху вниз по течению – видимо, вследствие более интенсивного гидродинамического режима реки и более высокой степени сортировки материала. МСА встречаются в пробах постоянно; количество зерен пиропа на шлих варьирует от единиц до сотен знаков. Степень износа обычно высокая.

На отрезке долины р. Чимидикян длиной 72 км выше его устья в русловых и пойменных отложениях локализованы прогнозные ресурсы алмазов категории P_2, составляющие 0,493 млн кар при средних содержаниях 0,05 кар/м^3 [293].

Алмазоносность аллювия р. Тюнг в целом несколько выше таковой р. Чимидикян. Порядка 100 км выше устья р. Чимидикян выделен участок Алексеевский (III-4-7) со средним содержанием алмазов 0,011 кар/м^3. Здесь же при опробовании конгломератов тюнгской свиты нижней юры найдено 18 кристаллов алмаза; содержание составило 0,02 кар/м^3. Известна также находка в мелком боковом притоке реки весьма крупного, уникального для узла кристалла весом 26,95 кар. В отдельных ловушках установлены ураганные для узла содержания алмазов, достигающие 4,0 кар/м^3, при чрезвычайно высоких концентрациях сопровождающего алмазы пиропа – до 30–60 зерен на шлих объемом 10 л, и пикроильменита – более 1000 зерен.

На этом же отрезке долины р. Тюнг была изучена россыпь Тюнг (III-5-13) протяженностью 5,4 км с высоким содержанием алмазов – 1,55 кар/м^3. Кроме того, для отрезка русла р. Тюнг длиной 110 км (от устья р. Далдыкан вниз по течению на 28 км ниже устья р. Тюнгкян) были локализованы прогнозные ресурсы алмазов в русловых и пойменных отложениях категории P_2 в размере 2,992 млн кар при содержании по блокам от 0,12 до 0,7–1,55 кар/м^3 [293].

Ниже слияния с р. Чимидикян в аллювии р. Тюнг выявлены россыпи на семи участках; наиболее алмазоносными оказались россыпи участков Октябрьский (IV-6-19) и Антоновский (IV-6-20). Содержание алмазов на них в русловом аллювии составляет 0,009 кар/м^3, в террасовом – 0,004 кар/м^3.

Следует отметить также находки в шлихах золота, серебра и МПГ на уч. Антоновский; содержание Au достигало 0,6 г/т, Ag – 2,7 г/т, а зерен МПГ – 120 знаков. Состав шлихоминералогической ассоциации, в которой обнаруживались благородные металлы, свидетельствует, что наиболее вероятным их источником были юрские отложения. Кроме того, результаты изучения популяции алмазов бассейна р. Тюнг показывают, что по габитусу они резко отличаются от алмазов Средне-Мархинского, Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов. При этом они близки к алмазам Верхнемунского кимберлитового поля, которое может являться основным, если не единственным, источником алмазов Тюнгских россыпей [239].

На площади, охватывающей бассейн р. Салакут, было выявлено несколько локальных высококонтрастных ореолов МИК*, главным образом – пиропа и пикроильменита. Они связаны с различными стратиграфическими уровнями, главными из которых являются нижнеюрские базальные горизонты укугутской и тюнгской свит. Сочетаясь с ореолами в аллювиальных отложениях современной гидросети участка, они представляют собой т. н. «лестницу» промежуточных коллекторов. Детальное изучение ореолов в базальных горизонтах нижнеюрских отложений показало, что, с учетом присутствия МИК высоких классов сохранности, их следует рассматривать как первичные ореолы рассеяния, источником которых являются кимберлитовые тела [243]. Совокупность этих ореолов образует достаточно обширную площадь, имеющую высокие перспективы для выявления проявлений кимберлитового магматизма.

На ней был проведен комплекс поисковых работ, включавший детальные минералогические исследования, аэро- и наземную магниторазведку и заверку бурением выявленных локальных аномалий магнитного поля и минералогических аномалий. Результаты этих работ оказались отрицательными. Тем не менее здесь прогнозируются два объекта в ранге рудного поля (Чимидикянское и Салакутское) с прогнозными ресурсами алмазов категории P_3 в размере 30 млн кар каждая (Протокол ЦНИГРИ № 7 от 27.03.2012 г.). Нам столь высокая оценка представляется недостаточно обоснованной, в связи с чем на картах блока Полезных ископаемых данное поле не показано.

В узле авторами выделена *Салакутская алмазоносная прогнозируемая площадь* (10.1.2.1 di/D_3–C_1,J,Q) и составлен паспорт с прогнозными ресурсами категории P_3 3,6 млн кар (паспорт № 5661357).

Среднемунский алмазороссыпной прогнозируемый узел (10.1.3 di/Q) располагается в долине р. Муна и ее боковых притоков. Здесь на участке долины р. Муна длиной около 100 км и некоторых ее притоков в результате поисковых работ были установлены многочисленные находки алмазов в аллювии русел, реже – террас. На одном из участков в средней части узла они образуют несколько повышенные скопления, формируя две россыпи – Средняя Муна-1, Средняя Муна-2, (II-4-1, I-4-18). Содержания алмазов в россыпях соответственно 0,004 и 0,4 кар/м^3. Источником алмазов являются кимберлитовые трубки Верхнемунского поля, возможно – почти полностью размытые отложения юрской толщи.

Среднемархинский алмазоносный рудно-россыпной район (10.2 di/D_3–C_1, C_3–P_2,J,Q) включает рудно-россыпной узел Накынский, в который входят коренные месторождения, Ыгыаттинский прогнозируемый рудно-россыпной узел, а также два россыпных узла – Мархинский и Моркокинский. В коренных месторождениях алмазоносной рудой являются кимберлиты алмазоносной среднепалеозойской формации, в россыпях – образования карстовых воронок и осадочные отложения нижнего базального горизонта юрской толщи, а также аллювиальные отложения современной гидросети.

* Здесь и далее в этом разделе аббревиатура МСА заменена на более общее понятие МИК, включающее, кроме парагенетических спутников алмаза, также минералы, образующие парагенезис в кимберлитах с менее высокими P-T параметрами.

Накынский алмазоносный рудно-россыпной узел (10.2.1 di/D_3–C_1,J,Q). В его границах располагаются три крупных месторождения, принадлежащие к различным минерагеническим формациям: Нюрбинское и Ботуобинское, связанные с кимберлитами среднепалеозойской алмазоносной формации, и Нюрбинская россыпь, образовавшаяся при размыве кимберлитов.

Фактором, определившим положение Накынского кимберлитового поля в пространстве, является, возможно, некая глубинная контролирующая зона, подобная упоминавшейся выше Далдыно-Оленёкской, в пределах которой расположена большая часть кимберлитовых полей Якутии палеозойского возраста. Пространственно она в какой-то степени совпадает с западной частью известной Вилюйско-Мархинской зоны разломов, а Накынское поле располагается в ее центральной части; в большинстве работ, посвященных этой проблеме, именно она и считается кимберлитоконтролирующей для Накынского поля. Достоверности этой точке зрения добавляет тот факт, что с этой же зоной связывается также и возникновение одного из главных алмазоносных полей Якутии – Мало-Ботуобинского.

Однако при детальном анализе расположения магматических объектов, связанных с Вилюйско-Мархинской зоной, становится очевидным, что эта зона, являющаяся краевой частью среднепалеозойского Патомско-Вилюйского палеорифта, контролирует только весьма многочисленные дайки основного состава, интрудировавшие тектонические нарушения растяжения, возникшие при его формировании. Результаты детальных поисковых и разведочных работ, выполненных в последнее время, показали, что тектонический контроль кимберлитового поля, имеющего ярко выраженную линейную морфологию, осуществляется собственной системой тектонических нарушений, отличающейся и по ориентировке (ССВ 25–30° – для кимберлитов, СВВ 40–90° – для траппов), и по характеру и строению (см. разд. «Кимберлиты») от разломов, интрудированных траппами. Пока выявлено два таких разлома, контролирующих размещение кимберлитовых тел – Диагональный (само название которого указывает на его дискордантное положение относительно доминирующих разрывов), в котором локализовано пять тел, и Параллельный, вмещающий одно тело. Существование этих нарушений подтверждается прежде всего выполняющими их кимберлитовыми дайками, всегда вытянутой, а часто – и дайкообразной формой тел, а также результатами комплекса геофизических исследований. При этом дайка траппов, секущая трубку Нюрбинская, интрудирует Ботуобинский разлом, что не оставляет никаких сомнений в его более молодом возрасте – а ведь именно он считается контролирующим для трубки!

Глубина залегания алмазоносных кимберлитовых тел Накынского поля примерно одинакова для всех тел; она составляет 70–110 м, что требует проведения большого объема вскрышных работ для вскрытия всех тел. Несколько меньше глубина залегания россыпи Нюрбинская (60–70 м). Существующий проект ее отработки подразумевает применение открытого карьерного способа, что диктуется низкими прочностными свойствами пород кровли, и в настоящее время ведется подготовка для объединения существующих карьеров на трубках Нюрбинская и Ботуобинская в единый карьер и его расширение до границ россыпи.

Алмазоносность различных разновидностей кимберлитов Накынского поля удовлетворяет требованиям кондиций и не является определяющим фактором при их отработке. Ее вариации для двух главных петрографических типов – порфировых кимберлитов и автолитовых брекчий невелики, а их продуктивность достаточно высока и зависит только от содержания стерильной ксеноприме си. Более низкие содержания алмазов в кимберлитовых ксенотуфобрекчиях также не выходят за пределы кондиций, а иногда даже компенсируются за счет высокой доли ксенолитов высокоалмазоносных порфировых разностей.

Размеры тел. Площадь почти всех тел Накынского поля удовлетворяет требованиям их рентабельной отработки, кроме пока еще недостаточно изученного Озерного, что объясняется их высокой алмазоносностью. Существует проект отработки тела Майское и расширенного участка дайки Мархинская, несмотря на их очень небольшую мощность. Рентабельность добычи определяется также степенью сокращения площади их поперечного сечения с глубиной и сложностью их строения на глубоких горизонтах. Для наиболее крупных тел – трубки Нюрбинская глубина подсчета запасов составляет 750 м, а для трубки Ботуобинская, алмазы которой имеют более высокое качество, – 980 м. Глубокие части тел будут отрабатываться, видимо, подземным способом. Глубина отработки тела Майское определена в 400 м.

Качество алмазов варьирует в разных телах, но во всех них достаточно высокое, чтобы обеспечить рентабельность отработки. Наиболее высоко оно в кимберлитах трубки Ботуобинская.

Минералогические критерии алмазоносности применительно к кимберлитам Накынского поля в целом совпадают с результатами опробования. К числу таковых относятся высокая доля в общем комплексе МИК минералов-индикаторов высоких Р-Т параметров: пиропов, относимых к парагенезису алмазоносных эклогитов, хромшпинелидов алмазной ассоциации, разнообразию глубинных минеральных ассоциаций МИК. В то же время низкое общее содержание МИК в накынских кимберлитах нетипично для алмазоносных кимберлитов Якутии.

Влияние магматизма сказалось отрицательным образом на кимберлитовой трубке Нюрбинская, прорванной сложнопостроенной дайкой долеритов, что усложнило строение ее нижней части и сильно затрудняет добычу. Кроме того, изучение алмазов, извлеченных из кимберлитов в зоне контакта с дайкой траппов, интрудирующей трубку Нюрбинская, показало, что некоторые их особенности (высокое содержание наиболее устойчивых ламинарных ромбододекаэдров и округлых додекаэдроидов «жильного» типа при пониженном содержании двойников и сростков) позволяют считать, что какая-то часть содержавшихся в кимберлитах алмазов была уничтожена под влиянием высоких температур.

К числу факторов, контролирующих положение и параметры связанной с кимберлитами Накынского поля *россыпи Нюрбинская*, следует отнести:

– близость к коренным источникам алмазов – она относится к россыпям ближнего и ближайшего сноса;

– связь с грабенообразной впадиной (Дюлюнг-Дьяхтарская депрессия) в палеозойском цоколе, в которую шел основной снос материала разрушения кимберлитов;

– широкое развитие на поверхности цоколя, сложенного компетентными карстующимися породами, многочисленных, а часто и достаточно глубоких, карстовых воронок, в которых накапливались алмазоносные образования нижней залежи россыпи. Часть впадин, с которыми связаны повышенные концентрации алмазов, развивалась вдоль зон тектонических нарушений, рассекающих карбонатный цоколь;

– благоприятная стратиграфическая позиция россыпи, связанной с базальным горизонтом юрских континентальных и морских отложений; более высокие части разреза залегают на ней без перерыва и размыва, перекрыв ее и предохранив таким образом от размыва и уничтожения.

В результате комплекса поисковых работ, проведенных по периферии россыпи Нюрбинская, были выделены несколько участков, для которых локализованы прогнозные ресурсы коренной и россыпной алмазоносности (табл. 20).

Таблица 20

Подсчет прогнозных ресурсов коренной и россыпной алмазоносности поисковых участков Накынского узла [206]

Участок	По результатам отчетных работ	Категория
Коренная алмазоносность (до глубины 20 м, млн кар)		
Озерный	10,1	P_2
Лиственничный	10,1	P_2
Ханнинский-1 (Северо-Западный)	20,2	P_2
Оперяющий	10,1	P_2
Всего	50,5	
Россыпная алмазоносность (млн кар)		
Ханнинский (Северо-Западный)	28,5	P_1
Всего	28,5	
ИТОГО коренная + россыпная	79,0	

Прогнозные ресурсы уч. Озерный относятся к проявлению Кимберлитовое тело Озерное (V-3-26), уч. Ханнинский (россыпная алмазоносность) к россыпи Нюрбинская (V-3-17).

Ыгыаттинский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел (10.2.2 di/D_3–C_1,C_3–P_2,Q). На рассматриваемой площади в отложениях ботуобинской свиты верхнего карбона – нижней перми обнаружены четыре кристалла алмаза. В образованиях боруллойской свиты средней перми в долинах рек Ыгыатта и Кютер было обнаружено два кристалла; кроме того, в базальных частях свиты выявлены ореолы рассеяния МИК; их более подробная характеристика дана в гл. «Полезные ископаемые». По одному ореолу выделена *Озерная алмазоносная прогнозируемая площадь* (10.2.2.1 di/ D_3–C_1,C_3–P_2, Q) [214].

В аллювии р. Кютер и его притоков, в меньшей степени – р. Ыгыатта мелкообъемным опробованием обнаружено 44 кристалла алмаза. Однако они рассредоточены по площади бассейна и не образуют автономных россыпей. Упомянутые ореолы рассеяния МИК в каменноугольных и пермских образованиях сопровождаются их ореолами в аллювии современной гидросети.

Мархинский алмазороссыпной узел (10.2.3 di/Q). Алмазы в пределах этого узла связаны с аллювиальным комплексом р. Марха и его левого притока – р. Накын. Он состоит из руслового и пойменного аллювия и пяти надпойменных террас высотой от 12 до 90 м, с мощностью «песков» 5–6 м. Повышенную алмазоносность имеют отложения русел, пойм и первой террасы р. Марха и некоторых ее притоков. Отложения второй–четвертой террас имеют низкие (0,003–0,006 кар/м^3) содержания алмазов; в аллювии первой надпойменной террасы они почти на порядок выше – 0,016 кар/м^3. Найдены алмазы также в «водораздельных галечниках» ханчалинской свиты.

Наиболее изучена средняя россыпь Энердек (Энердекский дражный полигон) (VI-3-16), расположенная в среднем течении р. Марха, общей протяженностью 47 км. Она включает русловые, косовые отложения и узкую полосу поймы. Ширина россыпей колеблется от 70 до 560 м, а мощность рыхлых отложений – от 0,3 до 8 м [283].

Алмазы россыпи представлены в основном мелкими кристаллами весом до 10 мг; вес их уменьшается с севера на юг. Концентрация алмазов в среднем составляет 0,03 кар/м^3 (от 0,005 до 1,3 кар/м^3), средний вес алмазов – 14,9 мг, содержание камней весом более 0,5 кар составляет 1,4 %. Подавляющая масса камней относится к низким сортам, около 75 % их – трещиноватые, битые, колотые; ювелирные камни составляют 1,4 % [283]. Запасы, утвержденные ГКЗ в 1957 г. категорий В, C_1 и C_2, составляют 740,7 тыс. кар, позже они переведены в забалансовые [52]. Попутным компонентом является ильменит, содержащийся в тяжелой фракции «песков». Запасы ильменита составляют 32695,5 т.

В русле р. Марха выделено еще шесть россыпей с подсчитанными запасами. Все они по строению и продуктивности аналогичны россыпи Энердек.

Алмазоносны также «водораздельные галечники» – реликты древней гидросети, развитые на левобережье р. Марха, ниже устья р. Ханння. Они образуют единую плащеобразную алмазоносную залежь протяженностью свыше 60 км, прорезанную многочисленными притоками р. Марха. По результатам опробования галечники характеризуются низкой алмазоносностью со средними содержаниями алмазов 0,0055–0,004 кар/м^3 [283, 299].

Моркокинский алмазороссыпной прогнозируемый узел (10.2.4 di/Q) охватывает участок долины р. Моркока в среднем течении и ее небольших притоков. Алмазы выявлены в русловых и пойменных отложениях. Россыпи длиной от 1,3 до 10,1 км имеют очень низкие содержания – 0,006–0,0017кар/м^3.

Рудные узлы вне минерагенических зон

Мархинский фосфоритоносный ранне-среднеюрский прогнозируемый узел (0.0.1 P/J_{1-2}). Рассматриваемая территория предыдущими исследователями относится к потенциально фосфоритоносной [13, 232, 236]. Известно три

проявления фосфоритов в юрских отложениях, приуроченных к западному борту Вилюйской синеклизы. Содержание P_2O_5 в валовых пробах крайне низко.

ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

При оценке перспективности различных видов сырья следует учитывать, что исследованный район характеризуется очень слабой экономической освоенностью и удаленностью от транспортных путей, и в этих условиях могут иметь значение только высоколиквидные виды сырья. Результаты проведенных в пределах площади листа Q-50 поисковых и съемочных работ показывают, что в настоящее время единственным видом полезных ископаемых, имеющих хорошие перспективы, являются алмазы. Прогнозный потенциал площади позволяет рассчитывать на то, что наряду с уже известными и эксплуатируемыми месторождениями алмазов имеются определенные перспективы выявления их новых промышленных месторождений. Значительно меньшими перспективами обладает бурый уголь, который не образует достаточно крупных залежей и может использоваться только для местных нужд. Остальные виды сырья, признаки существования которых были выявлены во время исследования площади, на современном уровне их изученности интерес не представляют.

Алмазы. На площади листа Q-50 расположены два алмазоносных района, в которых выявлены крупные и уникальные по содержаниям месторождения алмазов, которые активно разрабатываются. Практически вся площадь листа характеризуется весьма высокой плотностью поисковых работ на алмазы – как на коренные источники, так и на россыпи. После обнаружения в 1994 г. первых кимберлитов Накынского поля вся территория была охвачена поисковыми работами, которые активно ведутся по настоящее время. На площади листа было выявлено в общей сложности 32 кимберлитовых тела, три из которых (Накынское поле) являются коренными месторождениями с промышленными запасами и высоким качеством сырья, и пять других (Верхнемунское поле) содержат сравнительно небольшие запасы. Кроме того, в Накынском районе была открыта крупнейшая в РФ Нюрбинская погребенная россыпь алмазов в древних конгломератах и ряд более мелких россыпей в аллювии современной гидросети. Также выявлено большое количество непромышленных аллювиальных россыпей и отдельных находок алмазов.

Среднемархинский алмазоносный рудно-россыпной район (10.2 di/D_3–C_1,J,Q). В Среднемархинском районе расположены месторождения алмазов, связанные с кимберлитовыми телами, входящими в состав Накынского кимберлитового поля. Два наиболее крупных из них – кимберлитовые трубки Нюрбинская и Ботуобинская, активно разрабатываются в настоящее время, одно тело – Майское – подготавливается к эксплуатации, на двух других ведутся оценочные и разведочные работы.

Алмазоносность кимберлитов этого поля, установленная по данным опробования, в целом одна из самых высоких в Якутской алмазоносной провин-

ции; она колеблется от 1 до 5–6 кар/т, в единичных случаях достигая экстремальных значений 15–20 кар/т и выше. Алмазы обнаружены во всех опробованных кимберлитовых телах. С ними ассоциирует одна из богатейших россыпей Якутской провинции в аллювиально-пролювиальных и карстовых образованиях юры и триаса.

Оценка перспективности кимберлитовых тел показывает, что свойства слагающих их руд всегда удовлетворяют промышленным – как по содержаниям алмазов в руде, так и по качеству алмазного сырья. Наиболее высокими содержаниями алмазов отличаются кимберлиты трубки Ботуобинская, где концентрации алмазов в отдельных блоках достигают уникальных значений – более 20 кар/т, не имеющих аналогов в мировой практике. Факторами, влияющими на определение экономической целесообразности разработки тех или иных тел, являются мощность перекрывающих кимберлиты стерильных пород и сложность их строения – особенно на глубоких горизонтах, где размеры тел сильно сокращаются.

Основными критериями, используемыми при прогнозировании новых объектов кимберлитового типа, являются структурно-тектонические, минералогические и геофизические критерии. На основе этих критериев в составе района выделяется несколько выявленных и прогнозируемых рудно-россыпных и россыпных узлов.

Накынский алмазоносный рудно-россыпной узел (10.2.1 di/D_3–C_1,J,Q) включает коренные месторождения алмазов в кимберлитовых трубках Накынского поля и связанное с ними пространственно и генетически Нюрбинское россыпное месторождение алмазов в древних конгломератах.

Запасы алмазов подсчитаны по разным категориям, в зависимости от глубины залегания подсчетных блоков. При подсчете запасов алмазов в коренных рудах производился также подсчет запасов алмазов для участков россыпи Нюрбинская, входящих в контуры эксплуатационных карьеров, вскрывающих трубки.

Для глубоких горизонтов трубок Нюрбинская, Ботуобинская и кимберлитового тела Майское, вне границ зоны подсчета запасов, были оценены прогнозные ресурсы категории P_1 (табл. 21). Для более мелких тел существуют как апробированные (дайка Мархинская) значения, так и авторские (кимберлитовое тело Озерное) оценки прогнозных ресурсов.

Таблица 21

Прогнозные ресурсы алмазов в кимберлитовых телах Накынского поля (на известных объектах)

Название	Объект оценки/ интервал, м	Категория ресурсов	Ресурсы, млн кар	Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения) ПР
Трубка Нюрбинская (V-4-8)	570–750	P_1	12,56	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7
Трубка Ботуобинская (V-4-10)	780–980	P_1	3,63	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7

Название	Объект оценки/ интервал, м	Категория ресурсов	Ресурсы, млн кар	Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения) ПР
Кимберлитовое тело Майское (V-4-14)	400–568	P_1	4,43	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7
Дайка Мархинская (V-4-12)	0–375	P_1	3,76	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7
Кимберлитовое тело Озерное (V-3-26)		P_2	10,1*	С. А. Захаров, 2016
Россыпь Нюрбинская (V-3-17)	Участок Ханнинский (Северо-западный)	P_1	28,5*	С. А. Захаров, 2016

* Авторские прогнозные ресурсы.

Перспективные участки в Накынском узле имеют как апробированные значения, так и авторские оценки прогнозных ресурсов (табл. 22).

Таблица 22

Прогнозные ресурсы алмазов в кимберлитовых телах Накынского поля (на прогнозируемых объектах)

Название	Объект оценки	Категория ресурсов	Ресурсы, млн кар	Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения) ПР
Верхнедьяхтарский куст	3 трубки	P_2	57,5	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7
Уч. Лиственичный	2 трубки	P_2	10,1*	С. А. Захаров, 2016
Уч. Северо-Западный (Ханнинский-1)	2 трубки	P_2	20,2*	С. А. Захаров, 2016
Уч. Оперяющий	2 трубки	P_2	10,1*	С. А. Захаров, 2016

* Авторские прогнозные ресурсы.

Проведенные в последние годы детальные поисковые работы для увеличения перспектив выявленных объектов и поисков новых месторождений в пределах Накынского узла позволили выделить в его пределах несколько участков, перспективных для выявления новых кимберлитовых тел. Следует отметить, что сложные геологические условия района, особенно полная его закрытость сплошным мощным (70–120 м) чехлом более молодых стерильных образований сильно осложняют проведение поисков, а некоторые эффективные поисковые методы сильно ограничивают или полностью исключают их; в связи с этим основу поискового комплекса составляют геофизические исследования и буровые работы.

Комплекс геофизических работ включал показавшие наибольшую эффективность ГИС и 3D сейсморазведочные работы. Использовались также геохимические методы поисков. Для заверки выявленных объектов применялось колонковое бурение вертикальных, а часто и наклонных скважин, поскольку кимберлитовые тела в Накынском поле имеют в плане линейную морфологию и очень незначительную мощность.

В последнее время работы проводились на пяти поисковых участках. В результате выяснилось, что четыре из них имеют определенные перспективы для выявления в их границах новых кимберлитовых тел; один участок лишен таких перспектив [206].

Для подсчета прогнозных ресурсов алмазов, исходя из близости к участку Озерный, были приняты параметры подсчета, которые использовались при подсчете ресурсов по этому участку [280]: глубина прогноза 200 м, среднее содержание 3 кар/т, удельный вес кимберлитов 2,40 т/м^3. Прогнозные ресурсы P_2 прогнозируемого коренного тела таким образом составят 10,1 млн кар алмазов.

Суммарные прогнозные ресурсы коренных алмазов для трех рассмотренных участков категории P_2 составляют 40,4 млн кар [206].

Следует отметить, что оценка перспектив этих участков в части коренной алмазоносности не соответствует принятым методикам, в соответствии с которыми ресурсы категории P_2 могут относиться только к рудным объектам установленной природы, в данном случае – кимберлитам. Но для трех из четырех участков объектом прогноза является не степень алмазоносности уже выявленных кимберлитовых тел, а только оценка возможности их выявления. Относительно реальные предпосылки для открытия кимберлитовых тел с промышленными параметрами имеются только на уч. Озерный [206].

Мархинский алмазороссыпной узел (10.2.3 di/Q). Россыпи алмазов, находящиеся в его границах, связаны с русловым и террасовым аллювием р. Мархa и ее притока – р. Накын, дренирующих россыпь в древних конгломератах – Нюрбинскую; они возникли за счет размыва ее краевых южных и юго-западных частей. Содержания алмазов в наиболее крупной россыпи Энердек (Энердекский дражный полигон – VI-3-16) незначительны, составляя в среднем 0,03 кар/м^3. Качество алмазов низкое; ювелирные сорта составляют 1,4 %. Участки россыпей с существенно более высокими параметрами в процессе работ не выявлены.

Кроме того, в юго-западной части района располагаются еще два алмазоносных узла: *Ыгыаттинский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел* (10.2.2 di/D_3-C_1,C_3–P_2,Q) и *Моркокинский алмазороссыпной прогнозируемый узел* (10.2.4 di/Q). Ыгыаттинский узел выделен в области возможного расположения кимберлитовых трубок, На его части в границах листа Q-50 выделен участок в рамках поля, перспективный для поисков кимберлитовых тел в связи с ореолом МИК Озерный – *Озерная алмазоносная прогнозируемая площадь* (10.2.2.1 di/ D_3-C_1,C_3–P_2,Q). Авторские прогнозные ресурсы алмазов категории P_3 локализованы в его границах в размере 43,5 млн кар [214]. Кроме того, с ним могут быть связаны россыпи в аллювии современной гидросети. ЦНИГРИ в 2012 г. апробировало ресурсы категории P_3 для Ыгыаттинского рудного поля в количестве 53,5 млн карат, однако точная привязка данного поля не известна. На листе P-50 расположена только 1/3 части Ыгыаттинского рудно-россыпного района).

Перспективы Моркокинского узла очень низки, поскольку содержания алмазов в аллювии невысоки, а область развития минерализации ограничена.

В сборнике прогнозных ресурсов в целом для Среднемархинского рудно-россыпного района даны прогнозные ресурсы без конкретной привязки к узлам (табл. 23).

Таблица 23

Прогнозные ресурсы алмазов Среднемархинского рудно-россыпного района

Название	Объект оценки	Категория ресурсов	Ресурсы, млн кар	Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения) ПР
Среднемархинский район (без привязки к узлам)	2 трубки	P_2	100,4	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7
	3 россыпи	P_2 P_3	10,1 50,0	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7

Кроме того, по данным ПАО «АЛРОСА» выделены прогнозируемые кимберлитовые поля Верхненакынское и Южно-Накынское, для которых в дальнейшем ЦНИГРИ были апробированы ресурсы категории P_3 в количестве 38,0 и 28,6 млн каратов (Протокол № 7 от 27.03.2012 г.). Нам такие данные представляются недостаточно обоснованными, в связи с чем на картах блока Полезных ископаемых данные поля не показаны.

Муно-Тюнгский алмазоносный рудно-россыпной район (10.1 di/D_3–C_1,J,Q) включает два рудно-россыпных и один россыпной алмазоносный узел. Расположенное в Верхнемунском рудно-россыпном узле алмазоносное кимберлитовое поле, как и Накынское, подвергалось в доюрское и раннеюрское время длительной денудации, срезавшей верхние части кимберлитовых тел на значительную (более 1000 м) глубину. Алмазы, рассеянные в толще юрских отложений, образуют в них весьма обширный, но слабоконтрастный многоярусный ареал; концентрации их обычно очень незначительны, но на некоторых участках, характеризовавшихся благоприятными гидродинамическими условиями и, видимо, соответствующими свойствами плотика, сложенного карстующимися терригенно-карбонатными отложениями кембрия, образуют в них повышенные концентрации. Ожидать, что в этих случаях содержания алмазов достигнут промышленных значений, трудно. Но эта сложно построенная система промежуточных коллекторов, подвергаясь в свою очередь размыву и переотложению, могла дать начало более молодым россыпям, в которых содержания алмазов будут выше.

Видимо, именно эти факторы и обусловили формирование к востоку и юго-востоку от Верхнемунского поля – на основном направлении сноса обломочного материала в юрское время (в сторону Приверхоянского прогиба и Вилюйской синеклизы) алмазоносных россыпей в аллювии современной гидросети. Эти россыпи образовали в итоге два прогнозируемых узла – Среднемунский и Чимидикян-Тюнгский. Для первого из них, где установлены только небольшие россыпи в аллювиальных четвертичных отложениях современной гидросети с низкими содержаниями алмазов, прогнозные оценки отсутствуют.

Однако во втором узле, кроме россыпей, прогнозируются также коренные месторождения, связанные с кимберлитовыми трубками. Основой для такой оценки послужило изучение свойств алмазов и МСА и особенностей их рас-

пределения как по разрезу юрской толщи в современном аллювии, так и по площади этого района.

Верхнемунский алмазоносный рудно-россыпной узел (10.1.1 di/D_3–C_1,Q). В пределах узла находится алмазоносное Верхнемунское кимберлитовое поле. Все тела этого поля алмазоносны, но промышленных масштабов содержания алмазов и их запасы достигают только в пяти из них; именно они составляют единое Верхне-Мунское месторождение. Содержания алмазов в мунских кимберлитах существенно ниже, чем в породах Накынского поля (0,3–0,5 кар/т), кроме того, они распределены в трубках крайне неравномерно. Это месторождение по сравнению с месторождениями Накынского поля характеризуется более простыми горно-техническими условиями эксплуатации, поскольку здесь полностью отсутствует вскрыша. Запасы алмазов были подсчитаны для верхних горизонтов трубок, до глубин от 200 м (трубки Поисковая и Деймос) до 400 м (трубка Заполярная). Глубина разведки зависела также от размера тел.

Для глубоких горизонтов трубок были оценены прогнозные ресурсы категории P_1 (табл. 24). Кроме того, для поля в целом локализованы прогнозные ресурсы алмазов категории P_3, обусловленные ожидающимися открытиями новых кимберлитовых тел.

Таблица 24

Прогнозные ресурсы алмазов в кимберлитовых телах Верхнемунского поля

Название тела/площади	Объект оценки/ интервал, м	Категория ресурсов	Ресурсы, млн кар	Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения) ПР
Трубка Заполярная (II-2-6)	400	P_1	7,2	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7
Трубка Комсомольская-Магнитная (II-1-9)	320	P_1	3,9	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7
Трубка Новинка (II-1-10)	300	P_1	2,2	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7
Трубка Деймос (II-2-8)	200	P_1	1,03	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7
Верхнемунский алмазоносный рудно-россыпной узел (10.1.1)	Трубки	P_3	42,0	ЦНИГРИ, 27.03.2012, № 7

Чимидикян-Тюнгский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел (10.1.2 di/D_3–C_1,J,Q) занимает бассейны рек Чимидикян, Салакуты и среднего течения р. Тюнг; в его пределах широко развиты морские отложения юры, залегающие на карбонатных породах кембрийского цоколя, интрудированных многочисленными дайками базитов девонского возраста. Узел отличается весьма сложной поисковой обстановкой и столь же сложными закономерностями распределения полезного компонента в пространстве.

С точки зрения геолого-геоморфологических особенностей площади, генетических типов ожидаемого оруденения, характера распределения алмазов в пространстве и их свойств этот участок представляет собой единое целое. Вследствие этого представляется, что (несмотря на его размеры, превышаю-

щие рекомендованные Инструкцией для подобных таксонов) его следует рассматривать как единый рудно-россыпной узел, входящий наряду с другими в Муно-Тюнгский рудно-россыпной район Вилюйско-Мархинской рудно-россыпной области.

Проблема алмазоносности этой площади привлекает внимание на протяжении более 60 лет. Здесь, начиная с 1950-х годов, еще до открытия первых кимберлитов Якутии, неоднократно проводились поисковые и оценочные работы, во время которых был выполнен огромный объем опробования различного типа, в т.ч. – крупнообъемного, позволивший установить постоянную, но убогую алмазоносность руслового, реже террасового аллювия, на локальных участках достигающую промышленных уровней 0,1–0,5 кар/м^3 [167, 207, 231, 2390 242, 289, 299, 303]. Они получили новый импульс в 2004 г. в связи с тем, что после открытия Накынского кимберлитового поля Вилюйско-Мархинской зоне разломов, в которой расположен этот узел, было придано значение структуры, контролирующей размещение кимберлитов [179, 243, 292, 293 и др.]. При этом в границах узла было выявлено 15 россыпей, локализованных в русловом/пойменном аллювии, для двух из которых произведен авторский подсчет запасов алмазов категории C_2. Однако они характеризуются низкими содержаниями и должны быть отнесены к категории забалансовых.

Для отрезка русла р. Тюнг длиной 110 км (от устья р. Далдыкан вниз по течению на 28 км ниже устья р. Тюнгкян) были локализованы прогнозные ресурсы алмазов в русловых и пойменных отложениях категории P_2 в размере 2,992 млн кар при содержаниях алмазов от 0,12 до 1,55 кар/м^3. Авторские прогнозы по россыпи в нижнем течении р. Чимидикян составили 0,493 млн кар категории P_2 [293].

В процессе этих работ была также установлена алмазоносность толщи осадочных образований юрского возраста, занимающих большую часть площади узла. Опробование пород различных стратиграфических уровней юрской толщи позволило установить, что алмазы встречаются в псефитовых разностях пород практически по всему ее разрезу, а также в перекрывающих ее поверхностных остаточных отложениях эйкской толщи четвертичного возраста. При этом установлено, что содержания алмазов закономерно возрастают сверху вниз по разрезу от эйкской свиты с единичными кристаллами к юрским образованиям (0,1–0,2 мг/м^3), аллювию высоких надпойменных террас (0,3–0,4 мг/м^3), достигая максимума в русловом и пойменном аллювии (0,5–16,6 мг/м^3). Изучение минеральных ассоциаций в этих коллекторах, в том числе алмазов, показало практически полное их сходство. Все это позволяет считать, что, скорее всего, алмазы в аллювии современной гидросети происходят за счет переотложения из юрских образований.

В то же время предпринимались многочисленные попытки выйти и на коренные источники алмазов – как содержащихся в современном аллювии, так и юрском промежуточном коллекторе, которыми, судя по составу МСА, должны быть кимберлиты. Были заверены практически все известные (несколько сот) сколько-нибудь перспективные магнитные аномалии, проверены детальным минералогическим, геохимическим опробованием и площадным бурением участки, выделенные по результатам минералогических и геохимических работ, но результата они не дали.

Таким образом, вопрос о происхождении и положении коренных источников россыпных алмазов остался открытым; таким он остается и до настоящего времени. Учитывая это обстоятельство, а также неоднократно высказывавшиеся разными исследователями соображения о возможности существования в пределах узла коренных проявлений алмазов, полагаем необходимым более подробно рассмотреть имеющуюся информацию о характере распространения алмазов и МИК в Чимидикян-Тюнгском узле.

Среди многочисленных работ, в которых предпринимались попытки решения проблемы коренных источников алмазов этого района, следует выделить две: работу В. И. Немца (1961ф), в которой она решалась с использованием в основном собственно алмаза, и А. М. Хмелькова (2007ф), посвященной в основном изучению комплекса МИК.

В первой из них, наиболее масштабной по объему выполненных работ и охвату площади, обобщены результаты работ в этом районе за период 1952–1959 гг. На основании результатов огромного объема опробования и изучения обнаруженных в процессе этих работ более 4160 алмазов (из общего их количества около 6100 найденных за все годы работ) были выявлены главные особенности распространения и морфологии алмазов и МИК в бассейнах рек Тюнг и Чимидикян.

1. Широкое распространение МИК и алмазов во всех типах отложений района.

2. Неравномерность их распространения – признак, дающий, казалось бы, основания рассчитывать на существование их локальных источников.

3. Низкие содержания как алмазов, так и МСА во всех типах отложений – в том числе и на локальных участках их повышенных содержаний, что снижает значимость второй особенности. При этом обращает на себя внимание почти полное отсутствие таких неустойчивых типоморфных минералов, как оливин, хромдиопсид, серпентин, флогопит и др.

4. Фактором широкого распространения алмазов и МСА являются юрские отложения, представляющие собой их промежуточный коллектор, занимающие большую часть площади узла.

Тем не менее, некоторые признаки могут свидетельствовать о наличии коренных источников в пределах этого района. К их числу отнесены:

– неравномерность содержаний как алмазов, так и МСА в различных типах отложений;

– повышение среднего веса кристаллов на отдельных участках русел рек до значений, близких к 20 мг, характерных для зоны ближнего сноса трубок Якутии. К ним относятся повышение веса кристаллов в русле р. Тюнг по направлению к устью р. Чимидикян, приустьевая часть русла последней, а также приустьевая часть русла р. Сред. Салакут, где средний вес алмазов достигает 15–18 мг;

– отличие некоторых особенностей кристаллографии алмазов Чимидикян-Тюнгского района от таковых из наиболее вероятного их коренного источника – кимберлитов Верхнемунского поля, состоящее из в разной степени совершенства кристаллов, характера их искажений, особенностей свечения в УФ-лучах. Основным здесь является присутствие округлых камней, сильно искаженных одновременно вдоль нескольких кристаллографических направ-

лений (т. н. «собачьи зубы»), в таких (до 7 %) количествах не встреченных ни в одном из известных кимберлитовых тел.

Среди них нам представляются существенными только некоторые отличия кристаллографических особенностей алмазов района от алмазов Верхнемунского поля.

Но в той же работе приводятся и достаточно веские доказательства отсутствия кимберлитов в этом районе:

– отрицательные результаты всех работ – не только детальных поисковых, но всего комплекса ГГР, включая ГС, аэро- и наземные магнитные съемки разных масштабов;

– в целом низкие концентрации МИК во всех типах отложений и практически полное отсутствие их неустойчивых к механическому износу представителей. Они нигде не образуют комплексные скопления, а их точечные высокие содержания связаны только с участками более активного гидродинамического режима в руслах водотоков;

– связь повышенных содержаний алмазов и МИК с юрскими образованиями, особенно на участках с повышенными количествами обломков псефитовой размерности;

– значимость неравномерности содержаний снижается из-за низких содержаний алмазов и МИК и отсутствия в популяции их полного комплекса. Она может быть объяснена связью повышенных содержаний с участками увеличения количества грубообломочных фаций в разрезе отложений юры;

– повышение среднего веса алмазов до 10–18 мг, установленное на некоторых участках, может характеризовать также и близкую дистанцию переноса от участков развития грубообломочных фаций в юрских образованиях, распределение алмазов в которых не тождественно условиям наземных флювиальных потоков.

Что касается морфогенетических типов алмазов в бассейнах рек Тюнг и Чимидикян, то они рассматриваются изучавшим всю коллекцию М. В. Бартошинским таким образом: «Обращает на себя внимание резкое отличие тюнгских алмазов от алмазов из других районов и месторождений Якутии; одновременно поражает почти полное совпадение данных распределения типов алмазов бассейна р. Тюнг с соответствующими цифрами для алмазов из соседнего, Мунского района» (табл. 25).

Во время более поздних поисковых работ, проведенных в 2007 г. [293], особое внимание было обращено на весьма детальное изучение обнаруженных во всех типах отложений МИК (изучено на рентгеновском микроанализаторе: гранат – 5150 зерен, пикроильменит исследован из 205 проб, хромшпинелид – 1158, циркон – 124, хромдиопсид – 103, оливин – 3). При этом пиропы алмазной ассоциации отмечаются в бассейнах всех основных водотоков, но содержание их невысокое, в основном 1–4 %, а распределение по площади и типам пород незакономерное.

Результаты исследования особенностей химизма популяции МИК, несмотря на переотложенный характер основной ее части, на отдельных участках в совокупности с их морфологическими особенностями, и, в первую очередь, повышенными содержаниями зерен хорошей сохранности, позволили авторам утверждать, что переотложение произошло без значительного переноса, и ко-

ренные источники расположены в относительной близости от данных участков. В первую очередь, это касается верхнего течения р. Чимидикян, левобережья р. Чимидикян в ее приустьевой части, а также Чимидикян-Линденского междуречья. Сделан также уверенный вывод о том, что Верхнемунское кимберлитовое поле никак не повлияло на шлихо-минералогическую обстановку района.

Таблица 25

Распределение главных морфологических параметров алмазов [239]

Наименование	Октаэдры	Переходные формы	Ромбододекаэдры
Россыпи р. Чимидикян	19,7	13,0	67,3
РекаТюнг выше устья р. Чимидикян	22,1	10,8	67,1
Река Тюнг между устьями рек Сред. Салакут и Чимидикян	29,8	12,3	58,4
Река Тюнг ниже устья р. Сред. Салакут	24,6	9,8	65,6
Бассейн р. Сред. Салакут	27,2	10,7	57,1
Среднее по бассейну р. Тюнг	24,9	11,2	63,9
Алмазы Верхнемунского поля	23,8	11,3	64,9
Алмазы среднего течения р. Оленёк	8,1	4,2	87,7
Алмазы среднего течения р. Мархa	38,1	27,8	34,1
Алмазы трубки Удачная	39,0	19,8	41,2
Алмазы трубки Мир	74,0	19,0	7,0

Следует заметить, что по всем рекомендованным участкам были проведены обширные комплексы поисковых работ, в том числе – буровых и геофизических, но результат их оказался отрицательным [243, 292 и др.].

Нам представляется более обоснованным утверждение об отсутствии коренных источников в пределах этого узла, совпадающее с аналогичными соображениями, изложенными в отчете В. И. Немца (1961ф). Оно основано также на палеогеографических реконструкциях, которые показывают, что образование мощной (более 200 м) толщи юрских отложений, развитых в Чимидикян-Тюнгском районе (укугутская, тюнгская, сунтарская и якутская свиты) происходило в условиях трансгрессии Верхоянского моря на протяжении всего раннеюрского и начала среднеюрского времени – около 20 млн лет.

Трансгрессия захватывала, очевидно, и район алмазоносного Верхнемунского поля; при этом происходила абразия как кимберлитовых тел, так и широко развитых на поверхности доюрского карбонатного цоколя образований позднетриасовых? кор выветривания; последние в районе поля полностью отсутствуют. Доминирующее направление регионального сноса определялось только одним очевидным фактором: оно должно было соответствовать генеральному восток–юго-восточному направлению сноса осадочного материала с Анабарской антеклизы в сторону погружающейся Вилюйской синеклизы и Предверхоянского складчато-надвигового краевого прогиба. Снос осуществлялся в течение всего времени формирования нижнеюрской толщи, в результате чего в ней был образован многоуровневый ореол рассеяния МСА и алмазов. Последовавший затем

размыв юрской толщи и дополнительная селекция алмазов обусловили алмазоносность аллювия эродировавших их водотоков. Максимальным распространением в условиях неоднократного переотложения обладает наиболее устойчивый пикроильменит при значительно более низком содержании пиропа и почти полном отсутствии хромдиопсида, оливина и других неустойчивых минералов – почти всегда в очень низких концентрациях всех МИК и чрезвычайно малом размере их зерен: основная их масса (98–100 %) относится к классу крупности –1+0,5 мм (в т. ч. около половины –0,5 мм), зерна –2+1 мм (пикроильменит) единичны. Доминируют зерна с сильно изношенной поверхностью.

Основные параметры МИК: невысокие содержания, очень мелкие размеры зерен, резкое преобладание зерен с высокой степенью изношенности позволяют уверенно отнести всю их популяцию к минералам дальнего переноса. Этот вывод подкрепляется резким доминированием пиропов с лиловой окраской, наиболее устойчивых в условиях транспортировки в водной среде, а бессистемное распределение МИК (в т. ч. хорошей сохранности) по площади свидетельствует о высокой степени смешения популяций, возможно, имевших изначально различный состав – что свойственно прибрежно-морским условиям и что не позволяет выявить какие-либо закономерности в их распространении.

Эту модель формирования проявлений алмазов узла косвенным образом поддерживает также положение и форма области развития юрских образований в этом районе, залегающих в виде протяженной (более 120 км), широкой (30–40 км) полосы, ориентированной в юго-восточном направлении, соответствовавшей главному направлению сноса терригенного материала в юрское время. Она связана с широкой депрессией в доюрском палеорельефе, являвшейся, видимо, одной из наиболее крупных зон стока.

Вместе с тем в распределении МИК имеется несколько фактов, трудно объяснимых с позиций высказанных соображений. К их числу следует отнести ураганное (533 в пересчете на 10 л) содержание зерен пикроильменита I,II классов сохранности (75–100 %) в одном из горизонтов межформационных конгломератов в нижней части разреза тюнгской свиты на участке Юлегирский; столь же ураганное (4000 зерен на пробу 20 л) содержание зерен пикроильменита в русловом аллювии руч. Куогас-Юрях, где зерна II класса сохранности составляли 30–40 %; зерна легче разрушающихся при транспортировке оранжевых гранатов, отмеченные в ряде проб в пределах уч. Тюнгкянский (которые, однако, не сопровождаются зернами минералов хорошей сохранности); находка микрообломка кимберлита в керне одной из скважин и, разумеется, столь же необъяснимо выглядят находки очень крупных камней в аллювии северной части уч. Тюнгкянский, который охватывает междуречье Тюнг–Тюнгкян, в т. н. «аномальной точке В. И. Немца». Это единственная точка на площади, где еще на начальной стадии поисков (1953–1957 гг.) был найден в аллювии р. Тюнг алмаз весом 26,9 кар, а вблизи нее – несколько других крупных кристаллов весом 409,2 мг, 306,4 мг, 266,2 мг и 261,3 мг; к сожалению, сведения о типе и морфологии этих камней отсутствуют. Все это заставляет более серьезно относиться к идее достаточно близкого положения местного коренного источника, но не дает приемлемого способа ее реализации.

Но перечисленные выше артефакты, являясь трудно объяснимыми – со всех позиций, не могут, тем не менее, дезавуировать предположение о даль-

нем сносе *основной* части популяции МИК, в том числе – алмазов. Следует заметить также, что коренной источник части популяции, связываемый с гипотетическими местными коренными источниками, не будет подобен Накынским кимберлитам: последние отличаются если и не полным отсутствием пикроильменита, то крайне низкими его содержаниями, что никак не может соответствовать шлихо-минералогической ассоциации в россыпях Чимидикян-Тюнгского узла, в которых он резко доминирует.

На уч. Антоновский в долине р. Тюнг ниже слияния с р. Чимидикян в шлихах наряду с алмазами были обнаружены также знаки золота, серебра и МПГ; содержание Au достигало 0,6 г/т, Ag – 2,7 г/т, а зерен МПГ – 120 знаков. Состав шлихоминералогической ассоциации свидетельствует, что наиболее вероятным их источником являются юрские отложения.

В долинах рек Верх., Сред. и Мал. Салакут – правых притоков р. Тюнг, где в шлихах из аллювия были обнаружены МИК не только высоких степеней износа, но также и зерна I,II классов сохранности, был проведен комплекс поисковых работ, включавший детальные минералогические исследования, аэро- и наземную магниторазведку и заверку бурением выявленных локальных аномалий магнитного поля и минералогических аномалий [243]. Результаты этих работ оказались отрицательными. Тем не менее здесь были выделены два объекта в ранге рудного поля (Чимидикянское и Салакутское) с прогнозными ресурсами алмазов категории P_3 в размере 30 млн кар каждый (Протокол ЦНИГРИ № 7 от 27.03.2012 г.). Не подвергая сомнению эти находки, можно заметить только, что количество их весьма ограничено, а содержания алмазов и МСА в юрской толще нигде и близко не достигают значений, свойственных Нюрбинской россыпи. В лучшем случае, основываясь на этих признаках, можно ожидать присутствия здесь либо совсем мелких трубок, либо даек, сложенных кимберлитами, в популяции МИК которых будет резко доминировать пикроильменит при незначительной доле пиропа.

Нам столь высокая оценка представляется недостаточно обоснованной, в связи с чем на картах блока Полезных ископаемых эти поля не показаны.

Таблица 26

Прогнозные ресурсы алмазов в прогнозируемых кимберлитовых телах Чимидикян-Тюнгского рудно-россыпного узла

Название	Объект оценки	Категория ресурсов	Ресурсы, млн кар	Орган, дата, номер протокола апробации (утверждения) ПР
Чимидикян	Россыпь	P_2	0,493*	А. М. Хмельков, 2007
Тюнг	Россыпь	P_2	2,992*	А. М. Хмельков, 2007
Салакутская алмазоносная прогнозируемая площадь (10.1.2.1)	Коренное	P_3	3,6	Паспорт № 5661357

* Авторские прогнозные ресурсы.

По результатам полевых работ, проведенных нами в Чимидикян-Тюнгском районе, была выделена площадь, перспективная на выявление коренных источников алмазов, с прогнозными ресурсами в размере 3,6 млн кар катего-

рии P_3. На этот участок составлен паспорт на прогнозируемую Салакутскую алмазоносную площадь (табл. 26).

Прогнозные ресурсы (М) категории P_3 *Салакутской алмазоносной прогнозируемой площади* (10.1.2.1 di/D_3–C_1,J,Q) рассчитаны по формуле:

$$M = S \times g \times m \times d \times q \quad (1),$$

где: S – площадь среднего сечения рудного тела (Майское) 5000 м^2*; g – объемный вес руды 2,4 т/м^3; m – глубина прогноза 200 м; d – средние содержания алмазов 1,0 кар/т; q – коэффициент достоверности, с учетом недостаточной изученности площади, принимается 0,5.

$$M = 5000 \times 2{,}4 \times 200 \times 1{,}0 \times 0{,}5 = 1{,}2 \text{ млн кар} – \text{для одной трубки.}$$

Для трех прогнозируемых трубок – 3,6 млн кар.

Среднемунский алмазороссыпной прогнозируемый узел (10.1.3 di/Q). На одном из участков долины р. Муна в среднем течении выявлены две россыпи – Средняя Муна-1 (II-4-1) и Средняя Муна-2 (I-4-18). Содержания алмазов в россыпях соответственно 0,04 и 0,4 кар/м^3. Источником алмазов являются кимберлитовые трубки Верхнемунского поля, возможно – почти полностью размытые отложения юрской толщи. Прогнозных оценок нет.

Среднеоленёкская алмазоносная рудно-россыпная область (8 di/D_3–C_1,Q) включает небольшую южную часть *Среднеоленёкского алмазоносного рудно-россыпного района* (8.1. di/D_3–C_1,Q), в котором выделяется небольшой фрагмент *Чомурдахского алмазоносного рудно-россыпного узла* (8.1.1 di/ D_3–C_1,Q) и *Севернейский алмазоносный рудно-россыпной узел* (8.1.2 di/ D_3–C_1,Q), а также западную часть *Приленского алмазоносного рудно-россыпного района* (8.2 di/ D_3–C_1,Q).

Опробование тел Чомурдахского кимберлитового поля выявило их убогую алмазоносность [17]; в телах Севернейского поля алмазы при опробовании не обнаружены. Однако существуют авторские прогнозы категории P_3 в размере 33,6 млн кар для двух трубок [318].

Опробование аллювия дренирующих трубки водотоков р. Северная в пределах Севернейского поля показало, что в террасовом и русловом аллювии локализована россыпь Севернэй (I-5-3) протяженностью 4,4 км со средним содержанием алмазов 0,66 кар/м^3, для которой подсчет запасов по категории C_2 дал результат 74 812 кар. Прогнозные ресурсы категории P_2, оцененные для участка россыпи длиной 14 км, составили 358 тыс. кар, а категории P_3 для участка протяженностью 50 км – 1108 тыс. кар при среднем содержании алмазов 0,35 кар/м^3, что позволяет прогнозировать здесь среднюю россыпь.

В Приленском районе в нижнем течении р. Муна на отрезке 2 км выделена россыпь Средняя Муна 3 (I-6-2), со средним содержанием алмазов 3,0–8,3 кар/м^3; прогнозы по ней не даны.

---

* Предполагается, что прогнозируемые кимберлитовые тела будут иметь сильно удлиненную дайкообразную форму; в связи с этим в качестве аналога для подсчета ресурсов выбрано кимберлитовое тело Майское Накынского поля.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь бурый

В южной части площади листа Q-50 выделены два района угленакопления: ***Тунгусский угольный бассейн*** **(5 УК,УБ/C_2–P)** и ***Ленский угольный бассейн*** **(6 УК,УБ/P_{2-3},J–K_1)**. В последнем выделен *Средне-Вилюйский (Нюрбинский) угольный район* (6.1 УК,УБ/P_{2-3},J–K_1).

Начало образования тектонических структур, с которыми связаны оба эти бассейна, относится к каменноугольной эпохе, но условия для образования залежей углей в них в палеозое и начале мезозоя были различны. В палеозое угли отлагались только в Тунгусском бассейне. Формирование бассейна завершилось в конце пермской эпохи и в начале мезозоя (в раннем триасе) он стал областью широкого развития процессов площадного платформенного вулканизма.

В Вилюйской синеклизе благоприятные условия для накопления углей сформировались в середине пермской эпохи, а затем после перерыва – в начале юрской эпохи, продолжившись и в меловую эпоху.

Тунгусский угольный бассейн **(5 УК,УБ/C_2–P)**. В границах площади листа Q-50 находится только весьма ограниченный участок его восточного окончания. В слагающих его терригенных отложениях часто встречаются углефицированные растительные остатки; выявлено одно проявление углей (VI-1-20). В связи с небольшой мощностью угленосной толщи и ограниченным ее распространением, промышленного значения этот район не имеет.

Следует, однако, отметить возможность существования в пределах Тунгусского бассейна проявлений углей более высокого качества, вплоть до антрацитов. Эта область отличается чрезвычайно широким развитием секущих и пластовых тел траппов, часто имеющих очень большую (до 150 м) мощность и обладающих высокой метаморфизующей способностью.

Ленский угольный бассейн **(6 УК,УБ/P_{2-3},J–K_1)**. Участок его, входящий в границы листа Q-50, относится к *Средне-Вилюйскому (Нюрбинскому) угольному району* (6.1 УК,УБ/P_{2-3},J–K_1). Район расположен на северо-западном склоне Вилюйской синеклизы, связан с угленосными континентальными и прибрежно-морскими отложениями юры и нижнего мела, полого погружающимися на юго-восток, к центральным частям синеклизы. Здесь обнаружено свыше 20 проявлений бурых углей. Кроме того, установлена угленосность тогойдохской толщи средней–верхней перми.

В чечумской серии средней–верхней юры на площади 900 км^2 были локализованы авторские прогнозные ресурсы категории P_3 до глубины 250 м, составляющие 9576 млн т [207].

Угли в батылыхской свите – до 7–8 м, на площади 100 км^2 подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_3, составляющие 532 млн т [207]. На Тюкян-Тюнгском междуречье была выделена площадь с прогнозными ресурсами категории P_3 в размере 974,8 млн т [152].

Нами на основании обобщения всей известной информации по этому району составлен паспорт на *Тюкянскую буроугольную прогнозируемую площадь* (6.1.1 УБ/K_1).

Прогнозные ресурсы (М) категории P_3 Тюкянской буроугольной площади рассчитывались отдельно для разреза батылыхской свиты по формуле:

$$M = S \times h \times d \times к \quad (2),$$

где: S – прогнозируемая площадь развития Тюкянской буроугольной площади на листе Q-50 – р. Мархa составляет 3884,53 км^2; 3,9 × 10^9 м^2; h – средняя мощность угольного пласта 2,5 м; d – вес 1 м^3 угля (1,1 т); к – коэффициент достоверности, с учетом недостаточной изученности площади, принимается 0,3 (согласно «Регламенту оценки, апробации, учету и мониторингу металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов категории P_3 твердых полезных ископаемых», максимальные значения коэффициента достоверности для угленосных площадей не должны превышать 0,20–0,50).

Исходя из приведенной выше формулы, прогнозные ресурсы категории P_3 Тюкянской буроугольной площади в разрезе батылыхской свиты составляют:

$$M = 3{,}9 \times 10^9 \times 2{,}5 \times 1{,}1 \times 0{,}3 = 3217{,}5 \text{ млн т},$$

Битумы связаны с кембрийскими отложениями, в составе которых битуминозные породы широко развиты, но концентрация битумов невысокая, даже в отдельных проявлениях, где их количество существенно превышает общий фон.

В последнее время битуминозные породы в карбонатных толщах фанерозоя Сибири рассматриваются как источник получения сланцевой нефти. В связи с этим, по некоторым оценкам, общегеологическая ситуация Восточной Сибири позволяет сделать предположение, что ресурсы сланцевой нефти этого региона могут составить 30 млрд т, что вдвое превышает соответствующие ресурсы Западной Сибири [132].

Перспективы выявления промышленных месторождений остальных видов полезных ископаемых оцениваются невысоко.

Некоторым распространением пользуется, видимо, сульфидная минерализация *свинца и цинка,* иногда – *меди*, связанная с постоянно встречающимися тонкими жилками гидротермальной полиметаллической формации практически во всех типах коренных осадочных и магматических образований площади. Однако ее существенные скопления нигде не встречены. Единственное мелкое проявление связано с трубкой взрыва.

Известен один пункт минерализации *алюминия*, хотя коры выветривания на территории листа присутствуют.

Россыпные проявления *золота* кор выветривания на границе карбонатных пород палеозоя и глинистых отложений нижней юры, а также шлиховые пробы с повышенным (но незначительно) содержанием золота находятся на периферии ***Лено-Вилюйской золоторудно-россыпной прогнозируемой минерагенической зоны*** **(7 Au/J,Q)**, распространенной на листах P-50 и P-51.

С Мархинским фосфоритоносным прогнозируемым узлом связаны проявления пластово-конкреционных *фосфоритов*, образующих маломощные непротяженные пласты и линзы.

Единичное проявление *гипса* известно в харьялахской свите ордовика, а гнезда *целестина* отмечены в известняках чукукской свиты.

Ископаемые *натриевые соли* в кембрийских и девонских отложениях развиты на очень больших глубинах (1,5–2,0 км), однако могут представлять определенный интерес, так как крупные месторождения на листе P-50 находятся на аналогичных глубинах.

Глубинные *йодно-бромные воды* в случае экономического освоения региона могут быть использованы как сырьевая база для курортологии.

Перечисленные выше виды полезных ископаемых, ввиду крайне ограниченного распространения и неблагоприятного геолого-экономического положения района, рассматриваются на данной стадии изученности как неперспективные; ресурсы их в связи с этим не определялись.

Территория листа Q-50 богата строительными материалами: долеритами, известняками и песчано-гравийным материалом. При выявлении новых крупных месторождений, аналогичных Верхне-Мунскому, и месторождениям Накынского кимберлитового поля, проблем с поиском материалов для строительства дорог не будет.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

На западе Республики Саха (Якутия) в качестве нефтегазоносных рассматриваются два мегакомплекса – рифей-нижнепалеозойский, включающий отложения от позднего рифея до триаса в пределах Лено-Тунгусской НГП (Анабарская, Сюгджерская и Западно-Вилюйская НГО) и позднепалеозойско-мезозойский, сложенный образованиями от перми до мела на территории Лено-Вилюйской НГП (Вилюйская НГО).

Опорными сейсмическими горизонтами в венд-кембрийском разрезе Лено-Тунгусской НГП являются ОГ II и ОГ КВ, в терригенном пермско-меловом разрезе Лено-Вилюйской НГП – ОГ ТП. На их основе построены:

а) структурная карта по кровле терригенных отложений венда (отражающий горизонт «КВ») по территории Анабарской, Сюгджерской и Западно-Вилюйской НГО;

б) структурная карта по подошве триасовых отложений (отражающий горизонт «ТП») по территории Вилюйской НГО.

Тектоническое районирование

В пределах листа Q-50 выделяются надпорядковые структуры: на севере Анабаро-Оленёкская антеклиза, примыкающие к ней на юго-востоке Вилюйская синеклиза и на юго-западе – Сюгджерская седловина.

Необходимо отметить, что достоверность структурных построений по мезозойским и рифейско-палеозойским горизонтам резко различна. Это обусловлено не столько слабой изученностью, сколько сложностью физических парамет-

ров рифейско-палеозойских толщ, представленных чередованием карбонатных, терригенных и соленосных формаций, часто со значительным количеством мощных (до 100–200 м и более) пластовых и секущих трапповых интрузий. В связи с этим резко снижается эффективность геофизических методов расшифровки структурного плана.

Анабаро-Оленёкская антеклиза расположена на северо-востоке Сибирской платформы. Образования чехла в пределах антеклизы представлены преимущественно терригенно-карбонатными, в нижней части существенно терригенными породами рифейского и раннепалеозойского возраста. Мощность их закономерно возрастает (до 3–5 км) в направлении от сводовой части к периферии и внутренним депрессиям, в пределах которых на отдельных участках развиты более молодые отложения незначительной мощности. На южной части антеклизы, которая попадает на территорию исследования, преобладают венд-кембрийские отложения. Антеклиза в этой части осложнена структурами 1-го порядка – Мунским сводом и 2-го порядка – Тюнг-Силигирским валом, Мархинским валом и Ханнинским прогибом.

Мунский свод изучен в основном наземными геологическими методами, форма близка к изометрической.

Вилюйская синеклиза занимает юго-восточную часть территории. Заложение синеклизы связано с зоной континентального рифтогенеза [81] – во внутренних частях синеклизы бурением вскрыты мощные, характерные для рифтовых структур вулканогенно-терригенные комплексы.

Основой для суждения о глубинном строении являются материалы сейсморазведки, структурные построения, а также глубокое бурение.

Сюгджерская седловина отделяет Анабаро-Оленёкскую антеклизу от Непско-Ботуобинской антеклизы и Вилюйскую синеклизу от Курейской синеклизы.

Нефтегазогеологическое районирование

В нефтегазоносном отношении территория входит в состав двух нефтегазоносных провинций (НГП) – Лено-Вилюйской (Вилюйская НГО) и Лено-Тунгусской (Анабарская, Сюгджерская и Западно-Вилюйская НГО) [117].

Анабарская НГО впервые выделена ВНИГРИ в пределах одноименной антеклизы при составлении «Карты размещения нефтяных и газовых месторождений и разведочных площадей СССР и сопредельных территорий» под редакцией В. Д. Наливкина и С. Н. Симакова в 1974 г.

Общая площадь НГО составляет около 833 тыс. км^2.

Разрез осадочного чехла Анабарской НГО в пределах листа Q-50 представлен отложениями венда, кембрия и ордовика. Этаж возможной нефтегазоносности включает вендские и кембрийские отложения.

Сюгджерская НГО в тектоническом отношении включает территорию одноименной седловины. Общая площадь составляет около 78 тыс. км^2. В строении осадочного чехла принимают участие вендские маломощные (до 10 м) терригенные, карбонатные, сульфатно-карбонатные отложения, соленосные отложения кембрия, пестроцветные карбонатно-терригенные отложения ордовика и локально сохранившиеся от эрозии маломощные отложения верхнего

палеозоя и вулканогенные отложения триаса. На большей части территории НГО терригенные вендские отложения, продуктивные в соседних южных районах, имеют небольшие толщины, что снижает общие перспективы этой области. Общие толщины осадочного чехла достигают 3,0–3,5 км.

Несмотря на то, что в пределах Сюгджерской седловины промышленные залежи углеводородов пока не выявлены, что, в частности, связано с крайне слабой изученностью территории буровыми работами, она остается одним из нефтегазоперспективных районов. Данными бурения и сейсморазведочными работами на востоке седловины подтверждается зона развития и регионального выклинивания карбонатно-терригенных отложений рифея и венда.

Западно-Вилюйская НГО впервые выделена Г. С. Фрадкиным в 1967 г. в западной части Вилюйской синеклизы [129]. В строении осадочного чехла НГО участвуют рифейские, вендские, нижнесреднепалеозойские отложения, а также маломощные образования верхнего палеозоя и мезозой. В девонском и нижне-среднекембрийском интервале разреза широко развиты соли.

Диапазон возможно нефтегазоносных пород весьма широк – от среднего палеозоя до рифея.

Вилюйская НГО выделена в пределах одноименной синеклизы. Глубина погружения кристаллического фундамента достигает более 15 км. Рифей–венд–нижнепалеозойские отложения в пределах синеклизы залегают на больших глубинах и данных об особенностях их строения нет. Среднепалеозойские отложения, связанные с рифтогенным этапом развития синеклизы, вскрыты рядом глубоких скважин – по-видимому, выполняют структуры типа грабенов. Пермско-триасовый структурный ярус имеет выдержанное и довольно широкое распространение. Мощность его во внутренних частях синеклизы достигает 4–5 км (подошва на глубинах – 9–10 км). На крыльях синеклизы происходит его выклинивание. Комплекс наиболее широко распространенных пермских отложений срезан и несогласно перекрыт покровом юрских пород.

Основные перспективы нефтегазоносности территории в пределах Лено-Тунгусской НГП связаны с венд-рифейскими терригенно-карбонатными отложениями и карбонатными отложениями нижнего и среднего кембрия в пределах Лено-Вилюйской НГП с мезозойскими и верхнепалеозойскими терригенными отложениями.

Нефтегазоносные комплексы

Осадочный чехол Лено-Тунгусской НГП расчленен на три нефтегазоносных комплекса: рифейско-, нижневендский, верхневендско-нижнекембрийский и кембрийский.

По данным А. Н. Хабарова, «…глинистые покрышки рифея, венда и нижнего кембрия низкого качества и не способны удерживать скопления УВ. Эффективные покрышки в этой части разреза представлены только соленосными отложениями нижнего кембрия.

Второй уровень эффективных флюидоупоров в венд-кембрийском разрезе связан с карбонатно-глинистыми отложениями средне-позднекембрийского возраста (до глубин 2500 м) – хабардинская, малыкайская и мархинская свиты»

[131]. Подошва карбонатно-глинистых отложений – эффективная покрышка для рифогенных отложений нижнего–среднего кембрия в зонах положительных осложнений структурного плана.

Интерес представляют возможные скопления УВ в случаях появления надежных покрышек в «зонах выклинивания терригенных горизонтов: талахского, улаханского, харыстанского, ботуобинского.

Перспективы нефтегазоносности карбонатных горизонтов (юряхского, осинского), а также подсолевых и межсолевых горизонтов под соленосными покрышками чарской и метегерской свит определяются объемами подтоков УВ из подстилающих терригенных резервуаров».

Основные перспективы Лено-Тунгусской НГП связаны с карбонатными подсолевыми отложениями осинского и юряхского горизонтов, межсолевыми и подсолевыми карбонатными отложениями олёкминской, чарской и метегерской свит [131].

В Лено-Вилюйской НГП выделено три нефтегазоносных комплекса: верхнепермский, нижнетриасовый и юрский.

В Вилюйской синеклизе и на Хоргочумской моноклинали эффективные покрышки отмечаются в отложениях девона, перми и мезозоя [131].

Рифейский–н**ижневендский НГК** представлен терригенными отложениями непского и тирского резервуаров. В непский резервуар в свою очередь входят талахский (B_{13}), харыстанский (B_6) и улаханский (B_{12}) терригенные продуктивные горизонты.

Талахский (B_{13}) продуктивный горизонт выделяется в объеме талахской свиты в объеме нижней пачки песчаников.

Толщина горизонта в пределах участка работ изменяется от 0 до 60 м и более, увеличение происходит к западной части Вилюйской синеклизы.

Талахский горизонт представлен переслаиванием гравелитов, песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов. Коллекторские свойства песчаников талахского продуктивного горизонта крайне изменчивы. Это обусловлено значительной разнородностью гранулометрического состава песчаников, характером их первичной цементации и неоднородной их вторичной цементацией. Талахский продуктивный горизонт перекрывается преимущественно глинистой толщей бесюряхской свиты. Покрышка представлена аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. Горизонт характеризуется невыдержанностью и неоднородностью ФЕС, по лабораторным исследованиям: пористость 2–12 %, проницаемость до 5,0 мД.

Эффективные мощности коллекторов изменяются от 0 до 29,2 м. По комплексу ГИС пористость коллекторов 5,3–14,5 %; в большинстве скважин – Дюданская 2910, Онхойдохская 2520, Онхойдохская 2522, Садынская 3420, Среднемархинская 2250, Эйикская 3430 – горизонт водонасыщен.

В скв. Онхойдохская 2521 горизонт с остаточной нефтенасыщенностью мощностью 2,8 м опробован с применением ИП в инт. 2651,0–2706,0 м – газированная пластовая вода. В скв. Онхойдохская 2520 талахский горизонт испытан в колонне, в инт. 2622,0–2630,0 м получен приток газированной пластовой воды дебитом 15,7 $м^3$/сут при Нд = 1557,5 м. В скважинах Мархинско-Андойская 3231, Накынская 2950 при опробовании с применением ИП притоков не получено – «сухо».

Харыстанский (B_6) продуктивный горизонт стратиграфически приурочен к песчаной пачке в харыстанской свите. Отложения продуктивного горизонта представлены неравномерным чередованием пластов песчаников, гравелитов, алевролитов с прослоями аргиллитов. Горизонт формировался в различных аллювиальных и прибрежно-морских обстановках. Флюидоупором для продуктивного горизонта является верхняя глинистая пачка харыстанской свиты. Толщина ее составляет 15–30 м. Сложена она аргиллитами, алевритовыми аргиллитами.

Улаханский (B_{12}) продуктивный горизонт приурочен к песчаной пачке в кровельной части терригенных отложений непского горизонта. Представлен песчаниками светло-коричневыми кварц-полевошпатовыми разнозернистыми, с белыми пятнами чисто кварцевых песчаников. Флюидоупором горизонта служит глинистая пачка (толщиной до 5 м) верхней части терригенных отложений венда.

В скв. Онкучахская 2861 при опробовании инт. 2052,3–2107 м (улаханский горизонт в инт. 2099,0–2103,5 м) с применением ИП получен приток пластовой воды с газом дебитом 7,2 $м^3$/сут при Нд = 901,8 м.

В скв. Онхойдохская 2521 при опробовании инт. 2583–2628 м с применением ИП приток не получен – «сухо», в инт. 2594–2651 м (улаханский горизонт в инт. 2630,0–2638,0 м) получен приток пластовой воды с газом дебитом 3,5 $м^3$/сут при Нд = 1240,1 м.

В скв. Садынская 3420 при опробовании инт. 3131–3174 м (ботуобинский горизонт в инт. 3136,0–3145,0 м, улаханский горизонт в инт. 3152,0–3155,0 м) с применением ИП приток не получен – «сухо».

В скв. Ханнинская 3220 при опробовании инт. 2949,5–2994,0 м (ботуобинский горизонт в инт. 2950,0–2973,5 м, улаханский горизонт в инт. 2976,5–2978,0 м) с применением ИП получен приток пластовой воды дебитом 69,7 $м^3$/сут. при Нд = 1295 м.

В скв. Эйикская 3430 при опробовании инт. 2218,7–2273,0 м (ботуобинский горизонт в инт. 2200,5–2222,5 м, улаханский горизонт в инт. 2226,0–2231,0 м, талахский горизонт в инт. 2257,0–2278,0 м) с применением ИП приток не получен – «сухо».

В тирский резервуар входит ботуобинский (B_5) терригенный продуктивный горизонт.

Ботуобинский (B_5) продуктивный горизонт стратиграфически приурочен к терригенной, преимущественно песчаной, нижней подсвите бюкской свиты венда.

Ботуобинский продуктивный горизонт представляет собой баровый комплекс осадков, сформировавшийся в различных обстановках эпиконтинентального морского бассейна. Горизонт сложен песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов. Песчаники ботуобинского продуктивного горизонта имеют преимущественно кварцевый, реже полевошпат-кварцевый состав, преобладают хорошо отсортированные мелкозернистые, среднезернистые, реже крупнозернистые разности. В подошвенной части горизонта встречаются пропластки аргиллитов и алевролитов, в основном толщиной от первых миллиметров до нескольких сантиметров. В отдельных скважинах песчаники ниж-

ней части ботуобинского горизонта замещаются переслаиванием аргиллитов, песчаников и алевролитов.

Ботуобинский горизонт перекрыт мощной (около 40 м) толщей доломитов верхней подсвиты бюкской свиты, существенно ангидритизированных в самой нижней части (10–15 м). Ангидритизированные доломиты являются флюидоупором.

Толщины горизонта изменяются от первых метров до 40 м. Зона максимальных толщин горизонта отмечена в районе Среднемархинской и Мархинско-Андойской площадях.

ФЕС горизонта (по лабораторным исследованиям керна) пористость до 16 %, проницаемость до 8,8 мД.

Эффективные мощности коллекторов изменяются от 0 до 38,2 м (скв. Среднемархинская 2250).

По комплексу ГИС пористость коллекторов ботуобинского горизонта 7,0–15,7 %, в большинстве скважин: Дюданская 2910, Мархинско-Андойская 3231, Среднемархинская 2250, Ханнинская 3220 – горизонт водонасыщен. Только в скв. Онхойдохская 2521 и 2522 горизонт с остаточной нефтенасыщенностью мощностью 3,0 м и 2,2 м соответственно.

По керну скважин нефтебитумонасыщение отложений ботуобинского горизонта установлено в Накынской скв. 2950, Дюданской скв. 2910, Ханнинской скв. 3220, в скважинах Онхойдохской площади, породы горизонта уплотненные, трещиноватые, трещины с битумом.

В скв. Дюданская 2910 при опробовании инт. 3363,6–3398,3 м с применением ИП получен приток пластовой воды дебитом 6,1 м^3/сут при Нд = 2028 м, 3363,2–3407,3 м – вода с дебитом 8,5 м^3/сут при Нд = 1761 м.

В скв. Мархинско-Андойская 3231 при опробовании инте. 2520,6–2589,0 м с применением ИП получен приток пластовой воды дебитом 6,8 м^3/сут при Нд = 2028 м.

В скв. Накынская 2950 при опробовании инт. 3034,1–3067,3 м с применением ИП приток не получен – «сухо».

В скв. Онхойдохская 2520 при опробовании инт. 2580–2599 м с применением ИП получен приток пластовой воды дебитом 9,4 м^3/сут при Нд = 1373,5 м.

В скв. Онхойдохская 2522 при опробовании инт. 2639,5–2668,3 м с применением ИП получен приток пластовой воды дебитом 14,2 м^3/сут при Нд = 1086,1 м.

В скв. Эйикская 3430 при опробовании инт. 2182,5–2226,5 м с применением ИП приток не получен – «сухо».

Верхневендско-нижнекембрийский НГК представлен отложениями даниловского и усольского стратиграфических горизонтов.

В пределах района работ перспективны преображенский, юряхский и осинский горизонты.

Преображенский **($Б_{12}$)** горизонт приурочен к подошве усупской свиты. Толщина преображенского горизонта в пределах района исследований – от 8 до 25 м. Сложен он преимущественно микрофитолитовыми, реже зернистыми слабоглинистыми доломитами. Пласты-коллекторы на рассматриваемой территории по комплексу ГИС в разрезах горизонта не выявлены.

Флюидоупором преображенского горизонта являются глинисто-карбонатные породы верхней части усупской свиты.

***Юряхский* (Б$_{3–5}$)** горизонт соответствует по объему юряхской свите. В составе юряхского горизонта выделяется три карбонатных пласта: пласт Б$_5$ приурочен к нижнеюряхской подсвите, пласты Б$_{3–4}$ – к верхней части верхнеюряхской подсвиты.

Доминирующими типами пород в юряхской свите являются доломиты.

Нижний пласт (Б$_5$) юряхского продуктивного горизонта мощностью 15–65 м представлен известняками водорослевыми и доломитами. Коллекторы развиты эпизодически.

ФЕС пласта Б$_5$ юряхского горизонта (по лабораторным исследованиям керна) пористость до 11 %, проницаемость до 5,0 мД.

По комплексу ГИС пористость коллекторов пласта Б$_5$ 10,2–16,1 %, в скважинах: Дюданская 2910, Онхойдохская 2520, Садынская 3420, Среднемархинская 2250 – горизонт водонасыщен.

В скв. Эйикская 3430 и Онхойдохская 2520 с применением ИП приток не получен – «сухо».

В скв. Дюданская 2910 при опробовании инт. 2856,2–2903,1 м с применением ИП получен приток пластовой воды дебитом 4,4 м^3/сут при Нд = 1661,9 м.

Верхний юряхский горизонт (Б$_{3–4}$) отделен от нижнего пачкой глинистых доломитов толщиной 10–15 м. Пласт Б$_{3–4}$ сложен массивными и комковатыми доломитами с редкими прослоями известняков, в различной степени сульфатизированными, прослоями глинистыми. Породы локально перекристаллизованы.

Характерная особенность – массивный характер резервуара, контролируемый участками повышенной трещиноватости пород в зонах развития дизъюнктивных дислокаций и локальными участками вторичных изменений пород, способствующих улучшению их емкостных и фильтрационных свойств.

Мощность горизонта Б$_{3–4}$ в пределах участка работ составляет 55–70 м.

ФЕС пластов Б$_{3–4}$ юряхского горизонта по лабораторным исследованиям керна: пористость до 18 %, проницаемость до 30 мД.

По комплексу ГИС пористость коллекторов 8,6–20,0 %, максимальные эффективные мощности пластов-коллекторов – 13,2 м; почти во всех скважинах: Дюданская 2910, Накынская 2950, Онхойдохская 2520, Онхойдохская 2521, Онхойдохская 2522, Садынская 3420, Ханнинская 3220) – горизонт водонасыщен.

Коллекторы юряхского продуктивного горизонта – каверно-поровые, порово-каверновые, иногда – трещинно-каверно-поровые.

***Осинский* (Б$_{1–2}$)** продуктивный горизонт приурочен к карбонатным отложениям билирской свиты нижнего кембрия. Горизонт находится в верхней части верхневендско-нижнекембрийского нефтегазоносного комплекса и включает две карбонатные пачки, с которыми связаны резервуары – продуктивный пласт осинский-I (Б$_1$), относящийся к верхнебилирской подсвите, и продуктивный пласт осинский-II (Б$_2$), относящийся к нижнебилирской подсвите.

Осинский продуктивный горизонт (Б$_1$) сложен известняками и известковистыми доломитами с наличием биогенных образований. Мощность горизонта в пределах участка изменяется от 0 до 30 м.

Осинский продуктивный горизонт ($Б_2$) уверенно прослеживается в разрезах всех скважин. Мощность горизонта в пределах участка изменяется от 20 до 60 м.

В пределах рассматриваемой территории по комплексу ГИС пласты-коллекторы развиты в пласте $Б_2$.

Характерная особенность – массивный характер резервуара, контролируемый участками повышенной трещиноватости пород в зонах развития дизъюнктивных дислокаций и локальными участками вторичных изменений пород, способствующих улучшению их емкостных и фильтрационных свойств.

Коллекторы осинского продуктивного горизонта – каверно-поровые, порово-каверновые, иногда – трещинно-каверно-поровые.

Региональным флюидоупором для осинского продуктивного горизонта является карбонатно-глинистая толща сыхдахской свиты.

ФЕС осинского горизонта I ($Б_1$) (по лабораторным исследованиям керна): пористость до 13 %, проницаемость до 5 мД, осинского горизонта II ($Б_2$) – пористость до 19 %, проницаемость до 39 мД.

По комплексу ГИС пористость горизонта II ($Б_2$) коллекторов 6,5–14,2 %, максимальные эффективные мощности пластов-коллекторов – 16,7 м, почти во всех скважинах: Дюданская 2910, Мархинско-Андойская 3231, Накынская 2950, Онхойдохская 2520, Онхойдохская 2521, Онхойдохская 2522, Садынская 3420, Ханнинская 3220 – горизонт водонасыщен.

В скв. Среднемархинская 2250 и Онхойдохская 2522 с применением ИП приток не получен – «сухо».

В скв. Садынская 3420 при опробовании инт. 252,3–256,5 м с применением ИП получен приток пластовой воды с пленкой нефти дебитом 5 $м^3$/сут.

В юго-западной части листа Q-50 выделяется **кембрийский НГК**, представленный отложениями галогенно-карбонатного резервуара.

Выявлены локальные проницаемые горизонты: келорский, бильчирский, биркинский, атовский, христофоровский, балыхтинский [91]. Г. Г. Шемин в своей работе [137] их проиндексировал. Горизонты по разрезу распределились следующим образом: балыхтинский горизонт ($А_7$) установлен в верхней части сыхдахской свиты, христофоровский ($А_6$) – в эльгянской свите, без наименования $А_5$ – в нижней части толбачанской свиты, атовский ($А_4$) – в верхней части толбачанской свиты, биркинский ($А_3$) – в верхней части олёкминской свиты. Флюидоупорами для них служат галогенно-карбонатные породы верхней части толбачанской, верхней части чарской свит. В чарской свите выделен бильчирский ($А_2$) и в метегерской – келорский ($А_1$) горизонты.

Флюидоупором для них служат соленосные части чарской и метегерской свит [91].

Отсутствие промышленных залежей не позволяет пока относить эти горизонты к регионально продуктивным.

Чтобы оконтурить территорию распространения кембрийского НГК, выполнено картирование мощностей непроницаемой части разреза, к которой относятся сульфатно-галогенные отложения чарской и метегерской свит. Картировались суммарные толщины пластов каменной соли в объеме свит. При выделении пластов каменной соли в разрезах использовались кривые радио-

активного каротажа – ГК и НГК, акустического каротажа – АК и записи каверномера. Прослои соли замерялись в метрах.

Отмечается замещение соленосных отложений снизу вверх. Резервуары чарской и метегерской свит выделяются в объеме свит и размещаются в пределах границ их распространения. На северо-восток происходит замещение эвапоритовых отложений на рифовые и барово-рифовые отложения окраин карбонатных платформ и далее отложения открытого бассейна.

В рамках программы по расширению поисков нефти и газа на юге Сибирской платформы в 1972–1984 гг. проводились обширные сейсмические, буровые и другие исследования по проверке научных представлений о потенциальной нефтегазоносности Западно-Якутской барьерно-рифовой системы (А. К. Бобров, В. Е. Савицкий, В. А. Асташкин, А. Э. Конторович и др.), часть которой находится в пределах листа Q-50. Однако, несмотря на многочисленные признаки нефтегазоносности, промышленные притоки УВ получены не были. С 2000 по 2013 год во ФГУП «СНИИГиМС» обоснованы и проведены сейсморазведочные работы на трех рифогенных объектах. По данным проведенных исследований, рассматриваемая территория характеризуется активной разрывной тектоникой (сбросы, сдвиги, взбросы, надвиги, шарьяжи), не способствовавшей формированию залежей УВ [88].

На северо-востоке Анабарской антеклизы с характерными фациями открытого морского бассейна, где практически нет рифейских отложений и широко представлены кембрийские толщи открытого морского бассейна, продуктивные горизонты не выделены.

На северо-западном и западном склонах Вилюйской синеклизы широко развиты мезозойские полифациальные отложения, под которыми в Вилюйской и Западно-Вилюйской НГО появляются нефтегазоносные комплексы среднего–верхнего палеозоя.

Образования среднепалеозойских отложений незначительны – редкие выходы ордовикско-нижнесилурийских образований с терригенно-карбонатным осадконакоплением позднего силура – раннего карбона вскрываются на ограниченных площадях, срезаны эрозией или перекрыты более молодыми отложениями.

В пределах **Вилюйской НГО** основные перспективы нефтегазоносности связаны с верхнепалеозойскими и мезозойскими терригенными отложениями.

Пермско-триасовый структурный ярус имеет выдержанное и довольно широкое распространение. Мощность его во внутренних частях синеклизы достигает 4–5 км (подошва на глубинах 9–10 км).

Практически все открытые к настоящему времени газовые и газоконденсатные месторождения расположены в центральной части НГО, на территории соседнего листа Q-51 и приурочены к терригенным отложениям верхнепермского, нижнетриасового и нижнеюрского НГК. Положение залежей здесь контролируется тремя глинистыми толщами (сунтарская свита нижней юры, мономская и неджелинская свиты нижнего триаса), являющимися достаточно надежными покрышками. На западном борту Вилюйской синеклизы они в значительной степени опесчаниваются, сокращаются в объеме и выклиниваются [113]. Ухудшение экранирующих свойств покрышек снижает вероятность открытия промышленных скоплений УВ в верхнепалеозойско-

мезозойских отложениях в пределах листа Q-50. К тому же на западном борту Вилюйской синеклизы выклиниваются и верхнепалеозойские угленосные отложения, которые, по оценке вышеназванных авторов, являются основной нефтегазоматеринской толщей для газовых и газоконденсатных месторождений листа Q-51, расположенных в центральной части НГО.

Верхнепермский (каменноугольно-пермский) НГК представлен горизонтами: P_2-I, P_2-II, P_2-A, сложен песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Значения открытой пористости изменяются от 2,4 до 23,4 %, проницаемость – 0–169 мД.

Нижнетриасовый НГК представлен неджелинским и таганджинским резервуарами.

В неджелинский резервуар входит неджелинская свита нижнего триаса.

Отложения неджелинской свиты (T_1-IV) представлены песчано-алевролитовой толщей пород. Открытая пористость песчаников изменяется от 2,3 до 23,7 %, проницаемость – от 0 до 88 мД.

Флюидоупорами служат аргиллиты и аргиллитоподобные глины.

Проницаемой частью таганджинского резервуара являются песчаные пласты таганджинской и мономской свит нижнего триаса, экранируются глинистой покрышкой мономской свиты.

Пористость песчаников таганджинской свиты – 2,5–23,6 %, обычно менее 15 %, проницаемость – 0–72,4 мД. Пористость песчаников мономской свиты – 29,0–3,0 %, обычно более 15 %, проницаемость в среднем – 35–125 мД.

Юрский НГК представлен кызылсырским резервуаром.

Проницаемая часть резервуара представлена песчаниками кызылсырской свиты (J_1-II, J_1-I) нижней юры. Горизонты J_1-II, J_1-I разделены пачкой переслаивающихся алевролитов, глин и песчаников. Флюидоупором являются глинистые породы сунтарской свиты.

Отложения средней и верхней юры перекрываются регионально выдержанной глинисто-песчаной толщей марыкчанской свиты (верхняя юра).

Нижнемеловые отложения представлены исключительно континентальными угленосными осадками – мощные и выдержанные в разрезе экранирующие толщи отсутствуют.

В зарамочном оформлении предложены разрезы наиболее представительных скважин Анабарской (Ханнинская 3220) и Вилюйской (Западно-Тюнгская 270) НГО с положением потенциально нефтегазоносных комплексов.

Выполнен следующий комплекс ГИС:

– гамма-каротаж (ГК);
– нейтронный гамма-каротаж (НГК);
– акустический каротаж (АК);
– кавернометрия (ДС);
– каротажи сопротивления (КС);
– каротаж потенциала собственной поляризации (ПС).

При анализе материалов геофизических исследований в скважинах (ГИС) была выполнена оценка качества каротажных кривых, оцифровка с бумажных носителей (при необходимости), увязка различных методов между собой по глубине.

Каротажные кривые были обработаны, сшиты и выгружены с помощью программы WorkPlace.

При интерпретации материалов ГИС разрезы скважин были расчленены на отдельные пласты, была проведена корректировка и увязка пластов по различным методам каротажа, определена литология по комплексу ГИС с учетом описания керна и шлама, выделены границы свит, нефтегазоносные комплексы, построены литолого-стратиграфические колонки.

В состав формы разбивок разреза по скважинам входят такие параметры, как геологическая возрастная колонка, глубинные отметки и мощности пластов.

Для расчленения и корреляции разрезов скважин использовался комплекс литологических и геофизических методов исследований скважин. Различные методы каротажа позволяют получить более полную, непрерывную информацию о составе и свойствах пород, вскрытых скважиной по вертикали, а также прослеживать их изменения в районе исследования. Учитывались также сейсмические материалы.

Количественная оценка прогнозных геологических ресурсов

Количественная оценка плотностей начальных суммарных геологических ресурсов УУВ (в тыс.т/км^2) по категории D_2 была взята из отчета ФГУП «СНИИГГиМС» 2012 г. Кроме того, проведена оценка локализованных ресурсов УУВ (в тыс.т/км^2) по категории D_2л.

В пределах участка работ по результатам интерпретации материалов сейсморазведки и ГИС выявлено семь нефтегазоперспективных объектов. Качество выявления перспективных структур удовлетворительное: в основном низкая плотность сети сейсмических профилей (≤0,5), маленькая кратность наблюдений (до 12). Количественная оценка предполагаемых ресурсов по категории D_2л выполнена на основании «Способа удельных плотностей ресурсов УВ на единицу площади» [86]. За основу были взяты удельные плотности из материалов отчета количественной оценки ресурсов ФГУП «СНИИГГиМС» 2012 г.

Соотношение нефти и газа и другие показатели были взяты из отчета АО «СНИИГГиМС» 2015 г. [203]. Формула оценки имеет вид:

$$Q_{пр} = S \times \rho_э \quad (3),$$

где, $Q_{пр}$ – количественная прогнозная оценка ресурсов УВ расчетного объекта; S – площадь расчетного объекта в км^2; $\rho_э$ – средняя удельная плотность прогнозных ресурсов УУВ в тыс. т/км^2.

Основные перспективы нефтегазоносности относятся к **Анабарской НГО**, в которой выявлено семь нефтегазоперспективных объектов. Начальные суммарные локализованные геологические ресурсы Анабарской НГО составляют 45,850 млн т УУВ. Фазовый состав – нефтегазовый с небольшим содержанием конденсата. Количество нефти оценивается в 10738,83 тыс. т, свободного газа – 10054,45 млн м^3, конденсата – 163,49 тыс. т (Карта прогноза на нефть и газ).

Верхнемархинская нефтегазоконденсатная ловушка (1) выявлена в 1988 г., площадь – 880,6 км^2. Литолого-дизъюнктивный тип экрана, перспективы

в пласте Б2 осинского горизонта. Плотность сети сейсморазведки 2D составляет 0,17 км/км^2, кратность наблюдений 6 и 12. Всего локализованных геологических ресурсов УУВ по категории D_2л – 17,614 млн т у.т., из них: нефти – 8785 тыс. т, свободного газа – 8688 млн м^3, конденсата – 140,1 тыс. т.

На *Мархаратинском* объекте (2) (S – 83,6 км^2) локализованные суммарные геологические ресурсы УУВ по категории D_2л составили 3,343 млн т у.т., в том числе нефти – 1953,35 тыс. т, свободного газа – 1366,3 млн м^3, конденсата – 23,4 тыс. т.

Локализованные геологические ресурсы УУВ, оцененные по категории D_2л для *Чагдалинской структуры* (3) в **Сюгджерской НГО** оцениваются в 2,872 млн т у.т. Предполагаемый фазовый состав нефтегазовый. Прогнозные ресурсы нефтяной составляющей – 1873,38 тыс. т, газовой – 999,1 млн м^3.

В **Западно-Вилюйской НГО** выявлено три нефтеперспективных объекта. Общий объем ресурсов нефти по категории D_2л оценивается в 11,049 млн т у.т.

Чучуканский перспективный объект (6) выявлен в 1975 г. Площадь – 131,9 км^2. Брахиантиклиналь, продуктивный горизонт находится в рамках ичерской и метегерской свит нижнего–среднего кембрия. Пробурена параметрическая Чучуканская скв. 1 глубиной 4000 м и две поисковые. Вероятность существования структуры – 1, плотность сети – 1,34 км/км^2, кратность наблюдений – 12. Геологические ресурсы нефти по категории D_2л оценены в 4616,92 тыс. т.

На *Западно-Чучуканском* объекте (5) площадью 40,1 км^2 геологические ресурсы нефти по категории D_2л – 1603,65 тыс. т.

Прогнозные ресурсы УУВ по категории D_2л *Северо-Дюданского* объекта (4) площадью 120,7 км^2 составили – 4829,32 тыс. т.

Вилюйская НГО является исключительно газоконденсатной. На *Тербясском (7)* объекте площадью 500,6 км^2, потенциальные ресурсы УУВ по категории D_2л оценены в 20,022 млн т у.т., в том числе свободного газа – 17922,02 млн м^3, конденсата – 2100,2 тыс. т.

В пределах листа Q-50 суммарное количество локализованных начальных геологических ресурсов УУВ составляет 54900,89 тыс. т у.т., включая 23662,10 тыс. т. нефти, свободного газа – 28975,60 млн м^3 и конденсата – 2263,72 тыс. т.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Особенности гидрогеологического строения региона обусловлены тремя факторами, имеющими различное влияние на формирование и распространение подземных вод. Прежде всего это длительная геологическая история с многофазными этапами кимберлитового и траппового магматизма. Неоднократная тектоническая активизация привела к широкому развитию дизъюнктивных нарушений, что определило специфику проницаемости осадочных толщ чехла. Следующий значимый фактор – неравномерное развитие рифогенных фаций, обширное распространение преимущественно карбонатных отложений и присутствие в разрезе гипсоносных и галогенных фаций. Важнейшим фактором формирования подземной гидросферы в настоящее время является наличие толщи многолетнемерзлых пород, имеющей повсеместное распространение.

Многолетнемерзлые породы представляют собой региональный водоупор, мощность которого на территории листа Q-50 колеблется от 200 до 600 м и который определяет особенности распространения различных типов подземных вод и их свойства. Относительно криогенного водоупора выделяют две зоны: основную, нижнюю – зону глубинных сильно минерализованных подмерзлотных вод с затрудненным водообменом, и верхнюю, крайне маломощную зону надмерзлотных вод, функционирующую только сезонно, в период положительных температур. Ограниченное распространение имеет третий тип подземных вод, связанных с подрусловыми таликами крупных рек и озер. Также ограниченно существуют подземные воды межмерзлотных таликов в толще многолетнемерзлых пород, содержащие как высокоминерализованные, так и пресные воды. Сквозные талики встречаются в зонах повышенной трещиноватости, признаки их существования определяются по повышенной минерализация воды в поверхностных водотоках и озерах.

В зависимости от вещественного состава коллекторов, трещиноватости пород и наличия тектонических нарушений выделяются поровые, порово-пластовые, трещинно-пластовые, трещинно-карстовые и карстово-пластовые воды.

Климат района резко континентальный субарктический, с малым (до 300 мм в год) количеством осадков. Среднегодовые температуры около –12 °С, с амплитудой колебания в течение года до 90°. Зимний период длится около 8 месяцев, снежный покров тает в июне. Среднегодовое количество атмосферных осадков 225–280 мм, из них 150–200 мм приходится на период с мая

по сентябрь. Почти все атмосферные осадки расходуются на поверхностный сток. В зимнюю межень речной сток крупных рек резко (на 3–5 порядков) сокращается, а мелкие реки и ручьи обычно промерзают полностью, что свидетельствует о крайне незначительной доле подземных вод в их питании. Большая часть территории представляет собой глубоко расчлененное плато. Основные водотоки – Оленёк, Мархa, Моркока, Тюнг имеют глубоко врезанные долины, глубина вреза 100–150 м и маломощный русловой аллювий. Юго-восточная часть территории, принадлежащая к Вилюйской впадине, отличается более низкими отметками и интенсивным, но не глубоким расчленением.

Для территории листа выполнена гидрогеологическая стратификация разреза и районирование площади. Распространение основных гидрогеологических подразделений показано на гидрогеологической схеме.

В соответствии со Схемой гидрогеологического районирования Восточно-Сибирской артезианской области, составленной коллективом авторов Института мерзлотоведения СО РАН (1983 г.) и гидрогеологической картой Якутской СССР масштаба 1 : 2 500 000 территория листа находится в пределах *Восточно-Сибирской криогенной артезианской провинции и* объединяет части трех крупных гидрогеологических структур: Якутского, Тунгусского артезианских бассейнов (АБ) и Оленёкского криоартезианского бассейна (КАБ). В пределах Якутского АБ выделяется Нижневилюйский КАБ, в пределах Тунгусского АБ – Верхневилюйский КАБ.

Гидрогеологическая изученность крайне неравномерна. Детально подземные воды всех типов изучены в процессе поисково-разведочных и эксплуатационных работ в пределах кимберлитовых полей. На остальной территории подземные воды вскрыты единичными и разрозненными скважинами.

Оленёкский криоартезианский бассейн

Бассейн занимает основную часть площади листа Q-50. Гидрогеологические условия изучались при разведке Верхне-Мунского [267] и Накынского месторождений [160], а также специализированными гидрогеологическими работами в северной части листа [222]. В его строении выделяется три водоносных комплекса: четвертичный, сезонный водоносный горизонт пресных вод в рыхлых отложениях поверхностного покрова; пресные воды подрусловых таликов в аллювиальных четвертичных отложениях крупных рек и подозерных таликов; венд-кембрийский горизонт подмерзлотных минерализованных вод.

Мощность многолетнемерзлых пород достигает 500 м, их подошва в пределах бассейна погружается в север–северо-восточном направлении и фиксируется на отметках от +50 до –200 м.

Выходящие на поверхность нижнепалеозойские комплексы являются криогенными водоупорами: *среднекембрийский* ($Є_2$), *средне-верхнекембрийский* ($Є_{2-3}$) *и верхнекембрийско-нижнеордовикский* ($Є_3-O_1$).

Надмерзлотные воды. Подземные воды этого типа связаны с оттаивающим в летнее время деятельным слоем, представляющим собой горизонт поверхностных грунтовых вод. Породы этого слоя имеют практически повсеместное распространение. Они представлены в основном элювиально-делю-

виальными, пролювиальными, а также аллювиальными и озерными образованиями, сложенными супесями, песками, суглинками, реже щебнем, галькой и валунами общей мощностью до первых десятков метров. Породы промерзлые большую часть года. В летне-осенний период верхняя часть толщи оттаивает и представляет собой сезонный водоносный горизонт; мощность его 0,5–2,5 м. Водопритоки в шурфах измеряются десятыми долями литра в секунду. Минерализация этих вод составляет 0,02–0,2 г/дм^3, состав гидрокарбонатный кальциевый или магниево-кальциевый. Практического значения для организации централизованного водоснабжения эти воды не имеют.

В долинах крупных рек – Оленёк, Муна, Марха и их крупных притоков возможно существование подрусловых таликов, в которых водоносные горизонты содержат пресные воды в жидкой фазе. Талики обычно находятся под глубокими непромерзающими плесами; связаны с водовмещающими песчано-гравийно-галечными отложениями русла и пойменных террас. Мощность подрусловых таликов может достигать иногда 5–30 м. Мощность талика под руслом р. Марха в районе пос. Айхал (лист Q-49) при ширине русла 25 м и глубине 1 м составляет около 15 м. На участках перекатов при глубине водотока 0,5 м предполагаются талики мощностью 3,5 м [250]. Коэффициент водопроводимости русловых отложений составляет порядка 3,6–106,8 м^3/с. Воды подрусловых таликов имеют гидрокарбонатный и сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав с минерализацией до 0,5 г/дм^3. Крупные подрусловые талики на данной территории неизвестны, единственный источник водоснабжения района – поверхностные водотоки. Вода р. Муна (Улах-Муна) относится к типу гидрокарбонатных или хлоридно-гидркарбонатных. Химический состав выражается следующей формулой солевого состава [267]:

$$M0{,}127\ pH6{,}1\gamma1{,}0\frac{HCO_3 60{,}2Cl31{,}2SO_4 8{,}4Br0{,}08}{Ca65{,}6Mg23{,}8Na9{,}5K1{,}1},\ Li0{,}0175,Rb0{,}0034,Sr0{,}21$$

Отмечается более высокая (до 0,7 г/дм^3) минерализация надмерзлотных вод в пределах месторождений кимберлитов (трубки Ботуобинская и Нюрбинская). В анионной части появляются сульфаты (до 60 %-экв.) [160]. Таким образом, сквозные талики в районе месторождений связаны с зонами повышенной трещиноватости.

Воды гидрогенных таликов обнаружены в скважине, пробуренной на левобережье руч. Харыйа-Юрях. Под слоем мерзлых галечников мощностью 2,2 м вскрыт водонасыщенный слой. На глубине 15,3 м скважина не вышла за пределы талика и остановлена в юрских алевролитах, насыщенных водой [246]. Питание вод в течение года различно. В теплое время оно осуществляется за счет поверхностных вод атмосферных осадков и вод сезонно-талого слоя; зимой, после прекращения поверхностного стока и промерзания сезонно-талого слоя, только за счет упругих статических запасов поверхностных вод и самих таликов. По химическому составу воды гидрогенных таликов гидрокарбонатные магниево-кальциевые с минерализацией от 0,5 до 2,0 г/дм^3 и схожи с составом поверхностных вод в зимнее время.

Криогенные водоупорные комплексы. *Среднекембрийский* ($Є_2$) распространен в северо-восточной части листа. Разрез алевро-глинистый, слабо проницаемый с небольшим количеством карбонатных пластов – коллекторов. Мощность ММП – около 250 м.

Средне-верхнекембрийский ($Є_{2-3}$) комплекс выделяется в центральной части территории, влючает в себя промороженную часть разреза онхой-юряхской и мархинской свит. Мощность ММП на Накынской площади – 400 м.

Верхнекемрийско-нижнеордовикскийй ($Є_3–O_1$) комплекс выделен вдоль границы с Верхневилюйским бассейном. Объединяет онхой-юряхскую свиту верхнего кембрия и олдондинскую свиту верхнего кембрия – нижнего силура. В разрезе переслаивание мергелей, аргиллитов с доломитами и известняками.

Межмерзлотные подземные воды имеют спорадическое распространение в виде горизонтов ограниченной протяженности. На смежном с запада листе (Q-49) они вскрываются отдельными скважинами на различной глубине: 260–410 м – в районе тр. Айхал, 450–500 м – в районе тр. Юбилейная (нижнеордовикский водоносный комплекс), 50–70 м – на надпойменных террасах рек Сытыган и Далдын (верхнекембрийский водоносный комплекс). Воды напорные, по химическому составу хлоридные кальциево-магниевые или магниево-кальциевые, по минерализации – от соленых до рассолов: 22–58 г/дм^3 – район тр. Юбилейная, 310 г/дм^3 – район трубки Айхал.

При разведке Накынского рудного поля межмерзлотные воды были вскрыты рядом скважин в юрских и верхнекембрийских отложениях. Они присутствуют в двух фазах: твердой (лед) и жидкой (рассолы). На междуречье Конончан–Улардах скважинами вскрывается лед на глубинах 108 м (абс. отм. +137 м) и 118 м (абс. отм. +127 м) [252]. Стратиграфически лед в обеих скважинах приурочен к юрским отложениям. Мощность линз льда составляет 2, и 11,5 м. Лед мощностью 2 м – однородный, а лед мощностью 11,5 м имеет четко выраженное зональное строение.

Межмерзлотные воды в жидкой фазе вскрыты в процессе бурения структурно-поисковых, разведочных и гидрогеологических скважин на различных участках междуречья Ханя–Накын, вскрывались в пределах тектонических зон (Северного, Ботуобинского, Дьяхтарского разломов). Кровля межмерзлотного водоносного комплекса (МВВК) вскрывается на глубинах 113,0–57,5 м (абс. отм. от +50,5 до +87,0 м), в отдельных скважинах межмерзлотные воды вскрываются на глубине 53 м (абс. отм. +151,5 м). Приурочены межмерзлотные воды к поровым коллекторам карбонатно-глинистых верхнекембрийских отложений онхой-юряхской свиты и к отложениям ордовика [160].

Подошвой комплекса является подошва многолетнемерзлых пород (ММП). Эффективная мощность комплекса – до 12,7 м (девять коллекторов с мощностью 0,3–2,0 м). Воды субнапорные, напор над кровлей составляет 15–20 м. По химическому составу воды межмерзлотного верхнекембрийского водоносного комплекса (МВВК) относятся к хлоридным кальциево-магниевым рассолам с минерализацией 54–118 г/дм^3, обладающими слабой щелочной реакцией. Рассолы агрессивны к металлу и бетону. Водоносный комплекс характеризуется весьма низкими фильтрационными свойствами. Результаты лабораторных определений свидетельствуют о низких значениях открытой пористости водонасыщенных литологических разностей. Водопроводимость комплекса

колеблется в пределах 0,001–0,23 м^2/сут. Дебиты по восстановлению уровня воды в скважинах 0,08–2,40 м^3/сут. Газонасыщенность вод комплекса – от 17 до 67 см^3/л (среднее значение – 45,0 см^3/л), в тектонических зонах – до 333 см^3/л (среднее значение 153 см^3/л). Состав водорастворенных газов вод в тектонических зонах – метаново-азотный [189].

Подмерзлотные воды вскрываются ниже подошвы многолетнемерзлых пород на различной глубине в зависимости от мощности промороженной толщи и представляют собой криопэги, температура которых составляет от –0,5 до –6,7 °С, а глубже – крепкие и весьма крепкие рассолы с положительной температурой.

Гидрогеологическая стратификация разреза показала, что в геологическом разрезе этого района выделяются четыре водоносных комплекса: *верхнекембрийский, среднекембрийский, а также нижнекембрийский и вендский, не показанные на схеме.*

Верхнекембрийский водоносный комплекс в районе тр. Юбилейная (Q-49) является первым от поверхности и приурочен к карбонатным разностям отложений онхой-юряхской и мархинской свит верхнего кембрия, характеризующихся частым тонким переслаиванием глинистых и карбонатных пород лагунной фации и низкими коллекторскими свойствами, которые ухудшаются с глубиной в связи с уплотнением пород и увеличением их глинистости. Обводненные горизонты вскрываются на глубине от 580 до 975 м. Общая мощность водоносного комплекса, включающего три-четыре водоносных горизонта, составляет 370–400 м, а суммарная эффективная мощность пластов-коллекторов – около 50 м. Невысокие коэффициенты водопроводимости (0,02–0,60 м^2/сут), характерные для вмещающих отложений, повышаются на порядок в зонах трещиноватости и разломных зонах.

Первый от поверхности подмерзлотный верхнекембрийский водоносный комплекс на Накынской площади вскрыт на глубине 400 м и опробован многими гидрогеологическими скважинами: 6 (1ГВ) (трубка Ботуобинская), 5 (5ГВ) (трубка Нюрбинская), в районе Северного разлома, Южного разлома, на правобережье р. Мархa, в районе р. Уллегиен. Породы комплекса представлены аритмичным переслаиванием глинистых и карбонатных разностей отложений онхой-юряхской и мархинской свит: мергелей, известняков, глинистых известняков, доломитов. В его разрезе выделяется до 25 пластов-коллекторов с эффективной мощностью до 54,8 м. Пласты-коллекторы представлены в основном пористыми, участками кавернозными известняками, мелкооолитовыми доломитами. Мощность пластов – от 0,2 до 2,8 м. Пласты-коллекторы разделены между собой глинистыми водонепроницаемыми пачками мощностью от 10 до 82 м. В силу высокой глинистости разреза водоносный комплекс в целом характеризуется низкими гидрогеологическими параметрами. Значения водопроводимости комплекса колеблются в пределах 0,001–0,44 м^2/сут. Дебиты по восстановлению уровня воды в скважине составляют 0,2–40,6 м^3/сут. Воды высоконапорные, напор над кровлей до 253 м, по химическому составу относятся к хлоридным кальциевым рассолам с минерализацией до 224 г/дм^3, редко до 323 г/дм^3. Рассолы агрессивны к металлу и бетону [160].

На фоне слабоводообильных толщ, в пределах подмерзлотного верхнекембрийского водоносного комплекса отмечаются участки с относительно повышенными фильтрационными свойствами, приуроченные к тектоническим зонам. Так, в скважине, расположенной в зоне Северного разлома, получены притоки подземных вод с параметрами: дебит откачки – 24 $м^3$/сут, дебит поглощения при наливе – 31,44 $м^3$/сут, водопроводимость – 0,01–1,24 $м^2$/сут [160].

Среднекембрийский водоносный комплекс является первым от поверхности в северной части Оленёкского бассейна и приурочен к мощной однообразной толще алеврито-глинисто-карбонатного состава с преобладанием глинистой составляющей. С поверхности до глубин 134–186 м среднекембрийские отложения проморожены. Мощность талой части разреза среднекембрийских отложений составляет 450–900 м [222]. Из-за преимущественно глинистого состава и значительной плотности осадков среднекембрийский разрез содержит очень малое количество пачек проницаемых пород – всего 1–3 % от общей мощности отложений. Коллекторы характеризуются общей пористостью 13–26 %, а величина проницаемости составляет 0,04–18 мД. Вследствие низких коллекторских свойств отложения слабоводообильны, о чем свидетельствуют результаты пластоиспытаний и опытных откачек. Притоки водно-газового флюида при использовании пластоиспытателей составили 0,0–0,095 л/с, при этом наибольшей водообильностью характеризуются верхние подмерзлотные интервалы разреза. Значения пластовых давлений обводненной части разреза закономерно увеличиваются с глубиной от 1,6 до 5,8 мПа. Поинтервальными откачками подтверждена слабая водопроницаемость среднекембрийских отложений. В скв. 1 (Гидр 204) опробован весь разрез среднего кембрия, приток воды зафиксирован только из двух интервалов в верхней части разреза, интенсивность притока всего 0,007–0,012 л/с. При опробовании в скв. 3 (Гидр 13) получены аналогичные результаты. Среднесуточный дебит опробованных интервалов составил 4,0–43,0 $м^3$/сут. Величины удельного дебита изменяются от $2{,}7 \times 10^{-4}$ до $2{,}9 \times 10^{-3}$л/с/м. Значения коэффициента водопроводимости не превысили 0,03–2,0 $м^2$/сут. Пьезометрический уровень устанавливается на глубинах 32,2–229,2 м, что соответствует абс. отм. от +72,2 до +124,9 м [222].

Опытно-фильтрационные работы откачки из гидрогеологических скважин, пробуренных непосредственно на кимберлитовых трубках Верхнемунского кимберлитового поля, показали, что водообильность первого подмерзлотного горизонта оказалась существенно выше, чем предполагалось. Дебит скважин при откачках компрессором составил до 240 $м^3$/сут при удельном дебите до 0,04 л/с/м. Коэффициент водопроводимости достигает 20,8 $м^2$/сут. Относительно высокая водообильность горизонта объясняется расположением скважин в зоне тектонических нарушений, установленных по геофизическим данным и геологическим наблюдениям [267].

Нижнекембрийский водоносный комплекс в северной части территории представлен толщей карбонатно-глинистых пород. Общая мощность их составляет 315 м в скв. 2 (Гидр 203) и 365 м в скв. 1 (Гидр 204) . Они характеризуются высокой плотностью и повышенной глинистостью. По результатам опробования установлена слабая обводненность пород. Приток воды с газом

составил 0,005–0,092 л/с (скв. 2, Гидр 203). Значения пластовых давлений изменяются от 3,3 до 10,6 мПа. Среднесуточный дебит не превышал 6,15 м^3/сут (скв. 1, Гидр 204), значения удельного дебита варьировали в диапазоне значений 1,5–3,1 × 10^{-4} л/с/м [222].

Вендский водоносный комплекс в северной части листа, представленный доломитами, часто глинистыми, аргиллитами, кварцевыми песчаниками, обладает более высокой плотностью, худшими проницаемостью и коллекторскими свойствами и рассматривается как водоупорный. При опробовании разреза в скважинах 203 и 204 были получены притоки газо-водяного флюида интенсивностью от 0,008 до 0,1 л/с, значение пластовых давлений достигает 14 мПа [222].

Вендский водоносный комплекс в центральной части территории вскрыт нефтяными скважинами (4 (Хан 3220), 7 (Садынс 3420) и др.). Наиболее полный разрез венда общей мощностью 330 м вскрыт в скв. 4 (Хан 3220) Ханнинской площади.

В процессе бурения скв. 4 (Хан 3220) (поглощения промывочной жидкости отмечались в инт. 3165–3168 м, интенсивностью 0,2 м^3/час и на глубине 3052 м до 8,0 м^3/час. Отложения нижней подсвиты бюкской свиты венда включают пласты песчаных коллекторов эффективной мощностью 12,4 м (скв. 4, Хан 3220). Пористость песчаников, по данным ГИС, составляет 8–14 %. Все пласты-коллекторы водонасыщены. По аналитическим данным, коэффициент пористости этих песчаников варьирует в пределах 3,5–15,2 %. Проницаемость по керну – от 0,09 до 496,3 мД.

В скв. 4 (Хан 3220) в инт. 2994,0–2349,5 м при создании на пласт депрессии 20,6 мПа получен приток пластовой воды плотностью 1,3 г/см^3 с растворенным газом. Приток воды при среднем динамическом уровне 1295,0 м составил 69,7 м^3/сут. Воды хлоридно-кальциевого состава с минерализацией 404 г/дм^3, содержание йода – 12,7 мг/дм^3, брома – 1668 мг/дм^3, нафтеновых кислот – 1,0 мг/дм^3. Коэффициенты метаморфизации: rNa/rCl = 0,23, (rCl-rNa)/rMg = 5,55. Состав растворенного газа: метана – 86,85 %, этана – 1,69 %, азота – 8,76 %. Коэффициент пористости по керну изменяется от 3,5 до 15,2 %. По комплексу ГИС коэффициент пористости – от 8,0 до 14,0 % [160].

Все подмерзлотные водоносные комплексы характеризуются как слабоводообильные с коэффициентами водопроводимости, изменяющимися в диапазоне от сотых до десятых долей м^2/сут. По данным проведенных исследований, на глубинах более 400 м залегают слабоводообильные, практически водоупорные породы с коэффициентом водопроводимости 0,02–0,03 м^2/сут.

Кроме охарактеризованных водоносных комплексов в районе Накынского кимберлитового поля установлено наличие обводненных тектонических зон. Проницаемость их обусловлена преимущественно трещиноватостью, а также в некоторых случаях наличием пористо-кавернозных разновидностей пород. Примером могут служить кимберлиты трубки Нюрбинская по скв. 6ГР (28/159) в инт. 250–350 м (абс. отм. 0–100 м) с большими зияющими трещинами, по стенкам которых развиты друзы кальцита. При солянокислотной обработке инт. 200,0–371,0 м в скв. 6ГР (28/159) на трубке Нюрбинская дебит поглощения составил 6 м^3/сут [160].

Обводненность кимберлитов в инт. 370–896 м (трубка Нюрбинская) сопоставима с параметрами подмерзлотного верхнекембрийского водоносного комплекса. Дебит по восстановлению (скв. 28/159) – 0,42 м^3/сут, водопроводимость – 0,001–0,003 м^2/сут.

Аналогичная ситуация просматривается и в траппах: так, при проходке скважин (трубка Нюрбинская) в инт. 282 (–30,0)–308 (–56,0) м отмечалось поглощение интенсивностью до 8,0 м^3/сут. По результатам проведения гидрогеологических работ на скважине (трубка Нюрбинская), пройденной по кимберлитам и долеритам, получены притоки подземных вод: дебит по восстановлению – 0,60 м^3/сут, водопроводимость – 0,001 м^2/сут. Это указывает на наличие прямой гидравлической связи обводненной зоны кимберлитов с межмерзлотным верхнекембрийским водоносным комплексом.

Также на факт наличия гидравлической связи обводненной зоны кимберлитов и межмерзлотного водоносного комплекса указывают практически одинаковые глубины вскрытия воды, напоры и химический состав воды и газа.

Район работ относится к крупнейшей в мире Сибирской гидроминеральной провинции и находится в восточной ее части. Гидрогазогеохимические параметры водоносных горизонтов кембрийского разреза зависят от их положения относительно толщи многолетней мерзлоты. Гидрогеологическому разрезу свойственна определенная гидрохимическая зональность, которая проявляется в увеличении минерализации подземных вод с глубиной и усложнением их химического состава.

1. Зона пресных вод, приуроченная к гидродинамической зоне свободного водообмена. Она распространена выше местных базисов эрозии и представлена водами подрусловых и подозерных таликов, а также льдом, заключенным в породах.

2. Зона солоноватых и соленых вод, расположенная в гидродинамической зоне перехода от свободного водообмена к замедленному. Ее мощность зависит от положения подошвы многолетнемерзлых пород. Подземные воды представлены здесь преимущественно льдом, но иногда присутствуют изолированные линзы межмерзлотных рассолов с различной минерализацией. Химический состав расплавов льда этой зоны сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый с минерализацией от 161 до 233 мг/дм^3.

3. Зона рассолов, которая связана с гидродинамической зоной замедленного водообмена и распространена во всей талой части разреза осадочного чехла. При имеющихся различиях в составе рассолов и их минерализации все они имеют единый геохимический облик.

Минерализация рассолов вскрытой части разреза кембрия южной части Суханской впадины, на границе с которой расположено Верхнемунское кимберлитовое поле, изменяется от 83 до 148 г/дм^3. Минимальные значения минерализации характерны для рассолов, залегающих непосредственно под толщей ММП. Вниз по разрезу минерализация закономерно увеличивается, на глубине 450 м достигая 148,54 г/дм^3. Рассолы характеризуются повышенной плотностью – от 1,065 до 1,105 г/см^3.

Кислотно-щелочная характеристика рассолов изменяется от нейтральной до кислой. Водородный показатель имеет значения от 5,05 до 6,95.

По химическому составу рассолы хлоридные натриево-кальциево-магниевые. Относительное содержание хлора неизменно высокое – 98,83–99,48 %-экв. Содержание брома в среднем 0,57 %-экв., сульфат-иона и гидрокарбонат-иона, соответственно, 0,28 и 0,06 %-экв. Низкие значения хлор-бромного коэффициента (63–98) свидетельствуют о высокой степени метаморфизации рассолов. С глубиной закономерно увеличивается абсолютное и относительное содержание хлор-иона, а концентрации остальных анионных компонентов снижаются.

В катионном составе рассолов все макрокомпоненты присутствуют в значимых количествах. Натрий имеет самые высокие абсолютные содержания – от 10,5 до 18,99 г/дм^3, что, возможно, свидетельствует о недостаточной представительности проб. По относительному содержанию натрий (со средним значением 31,2 %-экв.) уступает место магнию (37,5 %-экв.). Значения натрий-хлорного коэффициента составляют 0,28–0,31, что также свидетельствует о значительной степени метаморфизации рассолов. Абсолютные содержания кальция составляют 7,77–14,0 г/дм^3, а относительные колеблются в пределах 28,0–39,6 %-экв. [267].

Формула солевого состава рассолов района Верхнемунского поля:

$$M_{105}pH6{,}07\gamma 1{,}077\frac{Cl98{,}93Br0{,}55SO_40{,}28HCO_30{,}06}{Mg35{,}75Na34{,}37Ca29{,}29K0{,}6},\frac{Na}{Cl}0{,}347\frac{Cl}{Br}85{,}59\frac{Mg100}{Cl}36{,}14\frac{SO_4100}{Cl}0{,}284$$

Кроме основных ионов в рассолах присутствует широкий спектр микрокомпонентов: бром (до 1,17 г/дм^3), стронций (среднее 0,803 г/дм^3), бор (среднее 48,41 г/дм^3), литий (17,20–36,15 мг/дм^3), рубидий (до 1,55 мг/дм^3) и цезий (менее 0,4 мг/дм^3).

В рассолах Оленёкского бассейна было установлено также присутствие некоторых металлов с весьма незначительными концентрациями. Содержание меди в них увеличивается с ростом минерализации и достигает 1,5 мкг/дм^3. Такая же зависимость характерна для никеля (0,5−6,0 мкг/дм^3), висмута (0,2–6,0 мкг/дм^3) и марганца (0,4−6,0 мкг/дм^3). Концентрации кобальта и свинца зависят от минерализации и составляют соответственно 0,4–12,0 и 0,5−100,0 мкг/дм^3. Содержание цинка в рассолах с минерализацией до 170 г/дм^3 составляет 2−3 мкг/дм^3.

В процессе испытаний скважин приток свободной нефти не получен. Нефтепроявления отмечались в виде тонкого слоя или пленки на поверхности отобранной жидкости. К водоносному интервалу приурочены проявления газа с дебитом в кровле подмерзлотного водоносного горизонта до 0,07 м^3/час.

Растворенные в водах газы состоят преимущественно из азота. Содержание его в газовой смеси составляет 94,0–97,5 %, углекислого газа − от 1,3 до 2,8 %, углеводородных газов (преимущественно метан) – 0,3–0,6 %. Кроме того, во вмещающих породах вблизи кимберлитовых трубок практически всегда фиксируются водород и гелий.

Термометрические исследования показывают, что гидрогеологические скважины (глубина до 500 м) не вышли из зоны отрицательных температур.

Исследование коррозионной активности метаморфогенных рассолов показало, что наименее стойким к воздействию рассолов оказался алюминий. За 100 суток весовая потеря его составила 18,2 %. Затем идут сталь нержавею-

щая – 1,3 %, сталь марки СТ-5 – 0,5 % и свинец – 0,05 %. Практически не поддались коррозионному воздействию медь, латунь и чугун.

На территории Накынского рудного поля в зоне рассолов по химическому составу, масштабам их метаморфизации можно выделить две подзоны. Верхняя подзона залегает непосредственно под многолетнемерзлыми породами – подмерзлотный верхнекембрийский водоносный комплекс (ПВВК). Водовмещающие породы представлены известняками пористыми, пористо-кавернозными, трещиноватыми. Вскрытая эффективная мощность комплекса – 54,8 м. Состав вод хлоридный кальциевый с минерализацией до 224 г/дм^3, редко до 359 г/дм^3, при преобладании в их анионном составе хлора (99,8 %-экв.); катионный состав смешанный – Ca > Na > Mg, с небольшим преобладанием кальция. Воды межмерзлотного и подмерзлотного водоносных комплексов в большей степени относятся к промышленным по содержанию следующих компонентов: брома (>200 мг/дм^3), стронция (>500 мг/дм^3) и лития (>10 мг/дм^3) [160].

В лаборатории изучения природных лечебных ресурсов Томского НИИ курортологии и физиотерапии исследованы подземные воды подмерзлотного верхнекембрийского водоносного комплекса. Исследованиями установлено, что в подземной воде из катионов преобладает ион кальция. Его содержание достигает 44100,0 мг/дм^3. Суммарное содержание в воде ионов натрия и калия равно 21408,4 мг/дм^3, ион магния содержится в количестве 14166,4 мг/дм^3. Из анионов в подземной воде абсолютно преобладает хлорид-ион (152295,0 мг/дм^3). Общая минерализация воды равна 233,3 г/дм^3.

По органолептическим свойствам вода без цвета, без запаха, очень соленая.

В бальнеологически значимой концентрации выявлены бром – 1472,09 мг/дм^3 (кондиция – 25 мг/дм^3), ортоборная кислота – 338,4 мг/дм^3 (кондиция – 35 мг/дм^3) и железо – до 34,1 мг/дм^3 (кондиция – 10 мг/дм^3).В небольших количествах (26 мг/дм^3) присутствует метакремниевая кислота (кондиция – 50 мг/дм^3). Общая формула химического состава воды имеет следующий вид:

$$Br_{1,47}(H_3BO_{0,34})_{0,34}M_{233,3}\frac{Cl_{100}}{Ca_{51}Mg_{27}(Na^{-}+K)_{22}}ph6,3$$

Токсичные азотосодержащие компоненты (нитраты, нитриты, аммоний) присутствуют в небольших количествах (<1 мг/дм^3). Концентрация фтора в воде – менее 0,19 мг/дм^3. Фенольный индекс <0,001 мг/дм^3.

На основании общепринятой классификации (В. В. Иванов, Г. А. Невраев), воды верхнекембрийского подмерзлотного водоносного комплекса являются крепкими рассолами хлоридного магниево-кальциевого состава со слабокислой реакцией водной среды.

В бальнеологической практике крепкий рассол может использоваться для наружного применения при разведении в 10–20 раз обычной водопроводной водой при заболеваниях: костно-мышечной системы, болезнях периферической нервной системы (невритах, полиневритах, радикулитах, последствиях травм периферической нервной системы), гинекологических заболеваниях (воспалительные заболевания), урологических заболеваниях (хронические циститы, хронические простатиты).

Верхневилюйский криоартезианский бассейн

Бассейн выделен в юго-западной части территории листа. Специализированные гидрогеологические работы на площади не проводились. Мощность многолетнемерзлых пород оценивается в 400–500 м. Выходящие на поверхность геологические комплексы являются криогенными водоупорами: *среднеюрский, пермо-триасовый и верхнекембрийско-нижнеордовикский*. По особенностям расположения относительно многолетнемерзлых пород в пределах бассейна традиционно выделяются над-, меж- и подмерзлотные подземные воды.

Надмерзлотные воды (воды слоя сезонного оттаивания, несквозных многолетних таликов) приурочены к рыхлым аллювиальным, элювиальным и склоновым отложениям.

Воды, насыщающие аллювиальные пески, супеси и галечники, вскрываются в пределах пойм и надпойменных террас. Глубина их залегания, как правило, превышает 1,0 м (в днищах мелких долин) и 2,0 м на высоких террасах рек, таких как Вилюй. Минерализация этих вод составляет 0,07–0,33 г/дм^3, по химическому составу они гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциево-магниевые. Редко минерализация воды в источниках надмерзлотных вод повышена до 2 г/дм^3 (например, в роднике в устьевой части р. Юёссе-Тарынг-Юрэх (бассейн р. Вилюй).

Элювиальные отложения до глубины 2–8 м, которые включают пески, щебнисто-дресвяно-суглинистые карбонатные породы ордовика, силура, терригенные отложения карбона и перми и траппы триаса, содержат воды небольшой минерализации (до 0,37 г/дм^3), но различного состава – от чисто гидрокарбонатных до хлоридно-гидрокарбонатных по анионному составу и со смешанным катионным составом – кальций, магний, натрий в различных пропорциях.

В делювиальных отложениях в интервале глубин 1,5–3 м подземные воды широко распространены в течение летнего периода. По составу они сульфатно- и хлоридно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые и кальциево-натриевые, а их минерализация изменяется до 0,5 г/дм^3.

В траппах поверхностные воды залегают в виде ледяных жил и клиньев, оттаивающих в течение летнего периода. В зонах трещиноватости нельзя исключить их связь с межмерзлотными водами.

Воды многолетних несквозных таликов приурочены к отдельным участкам речных крупных долин (притоков р. Вилюй), которые выполнены мощными толщами рыхлых четвертичных отложений. Питание их происходит за счет речных вод, поэтому подземные воды имеют минерализацию и химический состав, подобный поверхностным водам. Преобладающий состав подземных вод – гидрокарбонатный кальциевый, минерализация составляет 0,5–1,0 г/дм^3.

Водоупорные криогенные комплексы. Первыми от поверхности криогенными водоупорами являются *пермо-триасовый* и *верхнекембрийско-нижнеордовикский*.

Пермо-триасовый (P-T) комплекс: пермские терригенные отложения – пески, алевролиты, аргиллиты, угли мощностью до 70 м, долериты и габбро-долериты триаса.

Верхнекембрийско-нижнеордовикский ($Є_3$-O_1) комплекс сложен доломитами, доломитовыми известняками с прослоями водорослевых известняков мощностью от 80 до 500 м и мергелями и аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников мощностью от 200 до 400 м.

Межмерзлотные воды имеют спорадическое распространение, залегают, как правило, в изолированных линзах ограниченного размера, приурочены к верхнекембрийско-нижнеордовикским отложениям. На смежной с юга площади (Р-50-I) высота водонапора достигает 154 м, дебит – 0,7 м^3/час. Состав вод сульфатно-хлоридный. В краевой части Тунгусской синеклизы и на севере Ботуобинского поднятия напорные подземные воды вскрыты в верхнекембрийских трещиноватых мергелях. Воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 32 г/дм^3.

Подмерзлотные воды на территории не изучены, по данным бурения предполагается, что их распространение аналогично таковому Ботуобинского поднятия. Ниже подошвы многолетнемерзлых пород по отношению к пластам соли выделен ряд водоносных комплексов надсолевых, соленосных и подсолевых отложений.

Надсолевой средне-нижнекембрийский водоносный комплекс имеет региональное распространение, приурочен к отложениям хабардинской и малыкайской свит, которые представлены мергелями, аргиллитами, доломитами и известняками. В подошве комплекса залегают сульфатно-карбонатные породы ичерской свиты и карбонатно-галогенные отложения чарской свиты нижнего кембрия.

Мощность водоносного комплекса изменчива по площади и составляет 120–216 м. Однако суммарная эффективная мощность нескольких пластов-коллекторов не превышает 10–30 м, иногда увеличиваясь до 60 м. Характерной особенностью комплекса является пологое погружение кровли на северо-запад и северо-восток и крутое ступенчатое – в восточном направлении, поэтому происходит сокращение суммарной эффективной мощности в этом направлении до 13 и даже 4 м. Подземные воды надсолевого комплекса напорные. Величина напора в естественных условиях изменяется от первых метров на юге до 220 м и более на севере.

По химическому составу рассолы метегеро-ичерского водоносного комплекса хлоридные натриевые с минерализацией 28–300 г/дм^3, которая изменяется с глубиной. В кровельной части комплекса она не превышает 50 г/дм^3. В средней части минерализация увеличивается до 100–150, а в нижней может достигать 300 г/дм^3.

Учитывая мощность многолетнемерзлых пород, мощность верхнекембрийских отложений, по данным бурения, и погружение кровли средне-верхнекембрийского комлекса в северном направлении, можно предположить, что на данной территории первый подмерзлотный надсолевой комплекс приурочен к верхнекембрийским отложениям.

Соленосный водоносный комплекс приурочен к слабопроницаемым межсолевым карбонатным породам нижнего кембрия, образующим маломощные пласты-коллекторы. Наиболее полно изучены подземные воды, приуроченные к отложениям олёкминской и толбачанской свит, которые представлены массивными доломитовыми и кавернозными известняками и доломитами.

Эффективная мощность пластов-коллекторов незначительная, изменяется от первых десятков сантиметров до первых метров. На Мирнинской, Верхне-Вилючанской и Средне-Ботуобинской площадях рядом гидрогеологических скважин на глубине более 600–800 м вскрыты рассолы в коллекторах, общая мощность которых составила 40 м. Напор подземных вод над кровлей горизонта достигал 750–800 м, однако водообильность коллекторов низкая. Дебит скважин изменялся от 0,06 до 0,65 м/сут при понижении до 1000 м. По химическому составу рассолы – хлоридные кальциевые, по минерализации – весьма крепкие (350–400 г/дм^3).

Подсолевой водоносный комплекс приурочен главным образом к терригенным (реже к карбонатным разностям) венд-нижнекембрийским отложениям, залегающим на глубине более 1500 м. Комплекс состоит из нескольких выдержанных по простиранию водоносных горизонтов мощностью 10–50 м. Ботуобинский горизонт имеет региональное распространение.

Подземные воды комплекса являются крепкими рассолами хлоридного кальциевого или натриево-кальциевого состава с минерализацией 350–450 г/дм^3.

Нижневилюйский криоартезианский бассейн

Юго-восточная часть листа относится к Нижневилюйскому криоартезианскому бассейну 3-го порядка, входящего в состав гидрогеологической структуры 2-го порядка – Якутского артезианского бассейна.

Нижневилюйский КАБ расположен в западной части Вилюйской синеклизы, выполненной палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями, суммарная мощность которых достигает 7–8 км. Мезозойские и кайнозойские отложения представлены терригенными породами: песками, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами. Юрские и меловые отложения содержат прослои углей.

Гидрогеологическое строение бассейна в пределах листа Q-50 изучено лишь немногочисленными неглубокими скважинами. Сведения о гидрогеологических комплексах приводятся по результатам бурения в долине р. Вилюй [281]. Средняя мощность многолетнемерзлых пород составляет 500 м. Выделяются надмерзлотные и подмерзлотные комплексы.

Надмерзлотные воды представлены водами сезонно-талого слоя, подрусловыми локально-водоносными таликовыми комплексами и локально-водоносными таликовыми комплексами термокарстовых озерных котловин.

Воды сезонно-талого слоя распространены во всех генетических типах четвертичных отложений. Наибольшая глубина оттайки приурочена к незадернованным склонам южной экспозиции, сложенных грубообломочным материалом, и достигает 3 м. Мощность обводненного горизонта не превышает 0,5–1,5 м.

Воды подрусловых локально-водоносных таликовых комплексов распространены под руслом р. Вилюй, вскрыты и опробованы скважинами в пос. Верхневилюйск и г. Вилюйск. Водовмещающими породами комплекса являются голоценовые песчаные и песчано-галечниковые отложения и меловые пески, песчаники, алевролиты. Мощность «козырька» мерзлых пород, по данным бурения скважин составила, 1,7–2,0 м, максимальная вскрытая

мощность водоносного комплекса составляет 200,5 м. За счет «козырька» мерзлых пород и наличия в верхней части разреза водоупорных и слабопроницаемых литологических разностей воды обладают незначительным напором – до 1 м.

При проведении откачки из данного водоносного комплекса в районе пос. Верхневилюйск дебит составил 0,17 л/с при понижении 34,0 м, удельный дебит – 0,05 л/с × м [201].

По химическому составу воды комплекса хлоридно-гидрокарбонатные со смешанным катионным составом с минерализацией до 0,5 г/дм^3. Качество воды соответствует требованиям СанПиН 2.1.1074-01 за исключением содержания железа (до 2,4 мг/дм^3) и значения окисляемости (до 12,61 мгO_2/дм^3).

Воды вышеуказанного комплекса также вскрыты и опробованы скважинами в пос. Нюрба. Водовмещающими породами комплекса являются голоценовые песчаные и песчано-галечниковые отложения и юрские пески, песчаники, алевролиты. При проведении опытной откачки из вышеуказанного локально-водоносного комплекса по скв. 2 дебит составил 2,61 л/с при понижении 8,24 м. Удельный дебит – 0,32 л/с × м [201].

По анионному составу воды комплекса хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией 0,34 г/дм^3. Качество воды соответствует требованиям СанПиН 2.1.1074-01 за исключением повышенного содержания железа – 1,7 мг/дм^3 и значения окисляемости – 22,55 мгO_2/дм^3.

Локально-водоносный криогенно-таликовый комплекс термокарстовых озерных котловин развит на востоке района в пределах многочисленных термокарстовых озерных котловин.

Воды комплекса в ходе поисковых работ вскрыты и опробованы скважинами на участках Липпе-Атах, Далыр, Оргет, Харбала, Ботулу [281]. Водовмещающие породы представлены нижнечетвертичными аллювиальными разнозернистыми песками, в подошве с гравием и галькой, мощностью от 10 до 21 м и верхнемеловыми разнозернистыми песками и песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Средняя мощность козырька мерзлых пород составляет 8,5 м. Комплекс безнапорный, местный напор образуется за счет козырька мерзлых пород. Подошва талых пород вскрыта скважинами только на уч. Харбала на глубине 89 м. На остальных участках глубина ее залегания условно принята равной глубинности исследований – 130 м. Объемы таликовых зон – от 26,2 до 152 млн м^3.

При проведении опытных откачек дебит скважин составили 4,3–12,5 л/с, при понижении 18,3–4,26 м, удельные дебиты изменяются в пределах 0,24–2,46 л/с × м, рассчитанные коэффициенты водопроводимости – 22–890 м^2/сут. Столь значительный разброс значений фильтрационных характеристик объясняется высокой фациальной изменчивостью литологического состава верхнемеловых терригенных отложений.

По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные кальциево-магниевого или смешанного катионного состава. Минерализация – от 0,59 до 2,02 г/дм^3. Превышение ПДК отмечено по следующим показателям: сухой остаток на участках Липпе-Атах и Далыр – 1,207 и 1,121 г/дм^3, повсеместно железо – от 2,9 до 22,5 мг/дм^3, на большинстве участков – барий – до 3 мг/дм^3, на уч. Харбала марганец – 0,13 мг/дм^3, повсеместно повышенная

окисляемость – до 40,7 мгO_2/дм^3, на уч. Далыр жесткость – 15,84 ммоль/дм^3, повсеместно цветность. По результатам опробования на отдельных участках, воды стерильны.

Подземные воды рассматриваемого комплекса имеют высокие перспективы для хозяйственно-питьевого водоснабжения после проведения соответствующего комплекса водоподготовки.

В районе пос. Ботулу скв. 8 (Гидр 17) в инт. 75–130 м вскрыты подземные воды локально-водоносного криогенно-таликового верхнемелового комплекса, приуроченного к аласной котловине оз. Ботулу. Пьезометрический уровень на момент бурения скважины (2008 г.) отмечен на глубине 1,02 м, на момент проведения ОФР – на глубине 1,18 м. Величина напора составила 73,82 м от кровли водоносного горизонта. Первое опробование подземных вод, вскрытых в скв. 17, проводилось в 2008 г. сразу после бурения скважины. По химическому составу воды гидрокарбонатные со смешанным катионным составом с минерализацией до 0,68 г/дм^3 и с содержанием выше допустимого железа до 16,2 мг/дм^3, бария 1,54 мг/дм^3 и окисляемости до 15,56 мгO_2/дм^3. Качество воды не отвечает требованиям к питьевым водам по содержанию железа (2,6 мг/дм^3 при ПДК 0,3) и содержанию кремния (18,6 мг/дм^3 при ПДК 10). Запасы подземных вод по водозаборной скв. 8 (Гидр 17) ранее оценены по категории C_2 в количестве 400 м^3/сут [290].

Водоупорные криогенные комплексы.

Все выходящие на поверхность в пределах территории листа мезозойские комплексы до глубины 400–600 м промерзлены и являются криогенными водоупорами: *нижне-верхнемеловой, нижнемеловой, средне-верхнеюрский, среднеюрский, нижне-среднеюрский.* В юго-восточном направлении к долине р. Вилюй эти комплексы погружаются ниже уровня мерзлоты и являются водоносными. Изучены многочисленными гидрогеологическими скважинами в междуречье Лены и Вилюя [281].

Нижне-верхнемеловой (K_{1-2}) представлен песками с прослоями алевролитов, аргиллитов, глин. Мощность – до 530 м.

Восточнее, за пределами листа, в Лено-Вилюйском районе, комплекс опробован в пос. Кызыл-Сыр скв. глубиной 530 м. Мощность ММП – 440 м. Подземные воды опробованы в инт. 440–1476,5 м с дебитом 0,35 л/с при понижении 33 м, удельный дебит 0,011 л/с × м. Пьезометрический уровень установился на глубине 221 м от поверхности земли. Высота напора – 219 м. Коэффициент фильтрации – 0,06 м/сут. По химическому составу воды карбонатные натриевые с минерализацией 0,8 г/дм^3.

Нижнемеловой (K_1) представлен песками, алевритами с прослоями глин и углей. Мощность 150–480 м.

Многолетнемерзлые породы в пределах комплекса имеют сплошное распространение, мощность их варьирует от 270 до 705 м. В Лено-Вилюйском междуречье водоносность нижнемеловых отложений характеризуется данными скважин, пробуренных в Вилюйском, Верхневилюйском и Намском улусах. По химическому составу воды гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые, хлоридные натриевые, гидрокарбонатные натриевые, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 0,8 г/дм^3.

Средне–верхнеюрский (J_{2-3}) представлен песчаниками, аргиллитами и алевролитами с пластами углей. В пределах Лено-Вилюйского междуречья, в районе с. Орто-Сурт воды комплекса вскрыты под многолетнемерзлыми породами на глубине 495 м. По химическому составу воды гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые с минерализацией 0,38 г/дм^3.

Среднеюрский (J_2) прослеживается в центральной части Якутского артезианского бассейна, распространен полосой по его периферии. Многолетнемерзлые породы в пределах комплекса имеют сплошное распространение, мощность их изменяется от 400–500 м и к долинам рек Лена и Алдан уменьшается до 300 м и менее. Породы комплекса представлены песками, песчаниками, аргиллитами, алевролитами с прослоями галечников. Подземные воды в комплексе вскрыты скважинами в Лено-Алданском междуречье на глубинах 132–470 м.

Нижне-среднеюрский (J_{1-2}) выходит на поверхность по периферии Якутского бассейна, сложен алевритами, алевролитами, глинами с прослоями глинистых известняков. Мощность – 75 м.

Межмерзлотные воды на территории не изучены, но предполагается их широкое развитие в связи с повышенной трещиноватостью и проницаемостью пород.

Подмерзлотные воды. Первым от поверхности водоносным комплексом для данной территории является *нижнеюрский* (J_1). Он имеет широкое распространение в Якутском артезианском бассейне, где распространен полосой по его периферии. К югу нижнеюрские породы полого погружаются и перекрываются толщей верхней, средней юры и мела. Подмерзлотные воды вскрыты многочисленными скважинами за пределами листа в различных интервалах глубин, в зависимости от мощности многолетнемерзлых пород, характера трещиноватости и фациальной изменчивости пород.

В пределах Лено-Вилюйского междуречья подмерзлотные воды комплекса вскрыты во многих населенных пунктах. Глубина залегания ММП изменяется от 265 м (с. Сунтар,) до 523 м (с. Бердигестях). По химическому составу воды хлоридные натриевые, хлоридные кальциевые, хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией до 9,93 г/дм^3.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Природные особенности территории листа Q-50 определяются положением между параллелями 64–68° с. ш. и меридианами 114–120° в. д. соответственно. Северная часть листа расположена к северу от полярного круга.

В физико-географическом отношении исследуемый район охватывает бассейны рек Марха и Тюнг, принадлежащие к бассейну р. Лена, самая северная часть относится к бассейну р. Оленёк. Реки имеют преобладающее снеговое питание. Северо-восточная часть листа расположена на севере Среднесибирского плоскогорья, а юго-восточная захватывает северо-западную окраину Центрально-Якутской низменности (Вилюйскую равнину). Климат района резко континентальный, суровый и отличается повышенным давлением, относительно невысоким количеством осадков, большими колебаниями годовых и суточных температур. По данным Гидрометеоцентра, амплитуда годовых колебаний температур достигает 90 °С, средняя температура –16,1 °С, минимальная отрицательная до –55°С, максимальная положительная до +30–+33 °С. Наибольшее количество осадков приходится на конец июня – начало июля.

Положение в зоне повсеместного развития многолетнемерзлых пород значительной мощности (>500 м) предопределяет распространение криогенных ландшафтов и интенсивных процессов криотурбации почв, особенно характерных для склоновых образований.

Распространение ландшафтных областей подчиняется геоморфологическим и геологическим особенностям строения: на Среднесибирском плоскогорье преобладают северотаежные ландшафты, на юго-востоке – в пределах краевой области и Вилюйской равнины – таежные.

Оценка эколого-геологической обстановки выполнена на основе анализа экзодинамики территории – выделения морфоструктурных областей денудации, транспортировки и аккумуляции. Неотектоническая активность региона предопределила преимущественное развитие денудационных и эрозионных типов рельефа. Аккумулятивные формы приурочены к выровненным водоразделам, локальным новейшим впадинам и долинам рек.

В состав *денудационных* морфоструктурных областей входят низкогорные холмисто-увалистые платообразные и равнинные геоморфологические области, сформированные на дочетвертичных породах. Ведущие экзогенные ландшафтообразующие процессы – денудация, эрозия, криогенное выветривание, сортировка, термокарст и болотообразование. Выделяется шесть при-

родных ландшафтных комплексов, которые отличаются по составу и строению коренных пород, характеру преобладающих денудационных процессов интенсивности, растительности и составу почв.

Северная и северо-западная части территории принадлежат к северотаежной низкогорной области и представляют собой *глубоко расчлененное ступенчатое структурно-денудационное плато (1)*, сформированное на субгоризонтально и моноклинально залегающих карбонатных породах нижнего палеозоя. Интенсивность и характер расчленения обусловлены неравномерностью неотектонических движений и литологическими неоднородностями субстрата. Водоразделы плоские или слабо выпуклые, для плоских водоразделов типичны термокарстовые процессы, на слабо выпуклых развиты медальонные грунты. Склоны средней крутизны ступенчатые с чередованием скальных уступов и выположенных осыпных участков. На пологих склонах ведущая роль принадлежит процессам солифлюкции с образованием небольших натечных террас и морозного вспучивания. Соответствует северотаежному ландшафту с перегнойно-карбонатными почвами. Растительный покров преимущественно лиственничный, встречаются береза, ель, кустарники и кустарничковые, многочисленные (относительно однородные) ягодники – голубичник, брусничник (редко).

К югу от долины р. Муна выделяется относительно опущенная равнинная часть территории, где широкие плоские водоразделы перекрыты четвертичными *озерно-болотными криогенными образованиями (2)*. На водораздельных пространствах и по долинам активно развиты термокарстовые процессы. По выположенным ложбинам и пологим склонам происходит интенсивная солифлюкция, формируются полигональные морозобойные трещины, бугры пучения, медальоны, многочисленные делли шириной до 10 м и более. Денудационные ландшафты развиты на склонах средней крутизны. Растительность северотаежная – редкостойная лиственница с примесью ели, березы и кустарников. Почвы мерзлотные северотаежные деструктивные карбонатные. Болота покрыты сфагновыми и зелеными мхами и зарослями карликовой березы и багульника.

В краевой области площади листа карбонатные отложения нижнего палеозоя перекрыты юрскими рыхлыми породами и аллювиально-озерными отложениями эоплейстоцена. Рельеф пологохолмистый с глубоко врезанными *зрозионными долинами (3)*. На выположенных поверхностях водоразделов развиты процессы криогенной сортировки, болотообразования и термокарста. На пологих склонах доминируют солифлюкционные процессы. Преобладают среднетаежные ландшафты. Растительность представлена лиственничным редколесьем и лесами кустарничково-зеленомошными, часто с подлеском из кустарников ольхи и березки, почвы – криоземы гомогенные, в меньшей мере – мерзлотные палевые с палево-осолоделыми почвами.

В юго-западной части листа на породах трапповой формации развит плосковершинный *структурно-денудационный рельеф (4)*. Трапповые тела образуют столовые возвышенности, среди плоских заболоченных водоразделов поднимаются высокие одиночные холмы, останцовые башни.

Наиболее типичным криогенным процессом, способствующим перемещению продуктов выветривания и разрушения, смещения их вниз по склонам,

является солифлюкция. Проявлена она почти повсеместно и при интенсивном протекании процесса приводит к образованию натечных ступеней, разрывов, отрывам и смещению почвенно-растительного покрова. На трапповых останцах медленное перемещение крупных глыб приводит их к гравитационной сортировке и образованию подобия каменных борозд, каменных речек, курумов.

Растительность среднетаежная, обычно представлена смешанным лесом с преобладанием в разных районах либо лиственницы, либо сосны с частыми островками и рощами березового, осинового или ольхового леса с сопутствующими им густыми кустарниками. Характерным признаком смешанных лесов является и развитие ягодников – брусники, голубики, шиповника, малинника, толокнянки, крайне редко рябины. Почвы супесные, ярких желтых, бурых окрасок с дресвой и щебнем долеритов, а на выположенных склонах – с галькой кварца, кремней, кварцитов и прочих разностей экзотических пород. Содержание грубокластического компонента в отдельных случаях достигает 25–30 %, обычно – до 2,5–5,0 %.

В пределах траппового плато понижения среди полей траппов выполнены юрскими терригенными породами, в подошвах интрузий и вдоль бортов долин обнажаются *пермские отложения (5)*. Характеризуются развитием выровненных слабохолмистых форм рельефа с интенсивным протеканием солифлюкционных процессов, особенно по склонам в местах выхода глинистых разностей к дневной поверхности. Среднетаежная растительность представлена лиственничным лесом, реже соснового, с редкими островками березы и осины. Почвенный покров отличается формированием мерзлотно-таежных почв – криоземов различного типа с высоким содержанием щебнистого материала подстилающих пород.

На юго-востоке территории, в пределах Вилюйской равнины денудационный рельеф развит на терригенных мезозойских отложениях, перекрытых *четвертичными образованиями (6)*. Для данного типа ландшафта характерны выровненные водоразделы с пологими невысокими и сухими холмисто-бугристыми возвышенностями. Склоны обычно сухие, процессы солифлюкции не характерны. Проявление криогенных процессов присуще нижним частям склонов на участках выхода глинистых разностей юрских пород с образованием деллей, конусов выноса вдоль основания крутых уступов. Растительность среднетаежная – сосновые или смешанные сосново-лиственничные леса с подлесками карликовой березки, с широким развитием ягодников, лишайников. Почвы представлены в основном разного рода криоземами и мерзлотными палевыми почвами, преимущественно желтовато-серого цвета с различными оттенками, вплоть до охристых.

Аккумулятивные природные ландшафтные комплексы представлены аллювиально-озерными, озерными и озерно-палюстринными классами.

Аллювиально-озерные ландшафты (7) характерны для эоплейстоценовых отложений, распространенных на западе Вилюйской равнины. Рельеф пологохолмистый и плосковершинный бугристый. Вершины холмов обычно лишены растительности и на их поверхности отмечаются высыпки гальки и гравия из состава экзотического обломочного материала. Промежутки между высыпками покрыты густым лиственным подлеском. Центральные части поверхностей

почти повсеместно осложнены термокарстовыми западинами различных форм при размерах до 100–150 м, с понижением до 1,5 м. Интенсивно развиты бугры мерзлотного пучения с формированием бугристого рельефа.

Растительность среднетаежная – лиственничные леса кустарничково-лишайниково-зеленомошные, кустарниково-разнотравные, местами с примесью сосны и в сочетании с сосново-лиственничными лесами. Почвы мерзлотные таежные палевые типичные, осолоделые и олуговелые.

Озерные и озерно-палюстринные ландшафты (8) развиты во всех геоморфологических областях и представляют собой озерно-болотные равнины, наложенные на денудационные поверхности разных уровней рельефа. Занимают значительные площади на водоразделах Эйкского плато и на юго-востоке Вилюйской равнины. Формирование их началось в позднечетвертичное время и продолжается в настоящее время.

Характерной особенностью озерно-болотных равнин является выровненный сильно заболоченный мелкобугристый рельеф с массой больших и мелких озер термокарстового происхождения. Озера неглубокие (до 2 м) с низкими, кочковатыми и заболоченными берегами. Заросшие озерные низины перерождаются в болота и аласы.

Растительность северотаежная – на фоне лиственничного редколесья болота покрыты сфагновыми и зелеными мхами в сочетании с ерниками. Почвы мерзлотные торфяно-болотные, северотаежные перегнойно-глеевые.

К *областям транспортировки (9)* относятся эрозионные и эрозионно-аккумулятивные формы рельефа речных долин. Эрозионные V-образные долины, врезанные в коренное ложе, с локальным и маломощным аллювием отличаются невыработанным профилем, резкими коленообразными изгибами русла, крутыми, осыпными берегами. Такого типа долины характерны для структурно-денудационного плато на карбонатных породах кембрия.

В эрозионно-аккумулятивных долинах развиты многочисленные старичные и термокарстовые озера, отшнурованные меандры в веерах блуждания на поверхности поймы, первой и второй надпойменных террас. Субстрат – пески, суглинки, супеси с дресвой, щебнем местных пород и экзотической галькой, валунами. Растительность в поймах травянистая, моховая с ивняковыми зарослями, на террасах – лиственничное редколесье.

Техногенный рельеф – промышленные зоны поселков, места добычи и переработки природных ресурсов, отстойники и прочие техногенные пустоши, которые характеризуются значительными изменениями рельефа и природных объектов (почвенного покрова, растительности, водотоков) – образовался в районе Накынского кимберлитового поля. На схеме рельеф не отражен из-за внемасштабных размеров площади.

По условиям экономического районирования рассматриваемая территория представляет собой крупнейший в республике Западно-Якутский горнопромышленный регион, развивающийся на базе разработки алмазных месторождений и, в последние годы, на базе освоения месторождений нефти и газоконденсата. В пределах площади листа расположен ряд территорий с ограниченной хозяйственной деятельностью республиканского (1 – Бэкэ (Беке), 3 – Муна, 4 – Линдэ, 5 – Тимирдикээн, 7 – Тюкян, 9 – Сюгджэр, 10 – Очума) и местного значения (2 – Бэкэ, 6 – Салакут, 8 – Мархара).

Территория активного хозяйственного освоения занимает центральную часть листа Q-50. Включает в себя площади лесохозяйственной и охотничье-промысловой деятельности местного населения, а также территории промышленного освоения горнодобывающей отрасли в сочетании с интенсивными геологоразведочными работами, в т. ч. на эксплуатируемых месторождениях алмазов в сочетании с законсервированными рудными объектами. К их числу относится Среднемархинский алмазоносный район, где разрабатываются месторождения коренных и россыпных алмазов на базе трубок Ботуобинская и Нюрбинская и погребенных мезозойских россыпей, а также несколько трубок Верхне-Мунского месторождения (площадью 50–55 км²), входящего в состав Муно-Тюнгского алмазоносного района.

Кроме того установлено, что территория Западной Якутии испытывает и внешние воздействия на природу, экологические последствия которых практически не изучены. В их число входят [306]:

– техногенный шлейф Норильского горно-металлургического комплекса;

– радиохимический шлейф с о. Новая Земля, где в 1962–1990 гг. проводились ядерные взрывы;

– подземные ядерные взрывы, в т.ч. с аварийными выбросами: «Кристалл» и «Кратон» в Далдыно-Алакитском районе;

– районы падения вторых ступеней ракетоносителей с аэрозольным рассеянием ракетного жидкого (гептил) топлива (РП № 515 в Нюрбинском районе в верховьях рек Ике, Конончан).

Район падения (РП № 515) охватывает территорию площади водоразделов рек Ике–Чильли–Конончан. Местными жителями найдены остатки ОЧРН в истоках рек Чильли и Конончан, а одна находка сделана в правом борту р. Тюнг, далеко за пределами расчетного радиуса падения.

Для оценки возможного заражения продуктами ракетного топлива в местах падения вторых ступеней ракетоносителей РП № 515 проанализированы пробы из почвенных разрезов всех ключевых участков бассейна среднего течения р. Марха, пробы воды и растительности, отобранные непосредственно в месте обнаружения остатков второй ступени в местностях Таала, Тайыйана, а также – экологические пробы, в пос. Малыкай (почвы, хвоя лиственницы и вода из р. Марха около пристани поселка).

Проведение работ представляется исключительно необходимым из соображений перспектив ближайшего экономического освоения района, непосредственной близости к уже известным месторождениям и необходимости принятия мер безопасности. Местонахождение остатков отделяющихся частей ракетоносителей в бассейне рек Марха и Тюнг, площадь воздействия и, соответственно, загрязнения окружающей природы, значительно больше, чем расчетные показатели ВКС РФ для РП № 515 и составляют до 50 × 75 км, охватывая площадь до 3750 км^2.

Поверхностные воды РП № 515, за период с 1994 г. (последний известный пуск РН «Рокот»), не содержат в себе продуктов распада ракетного топлива (НДМГ и его производные) и экологической опасности для живого мира не представляют. Тем не менее, следует отметить, что донные осадки водотоков района, закрытых водоемов специально (на гидразин) не изучены, поэтому

говорить о полной безопасности водной среды экосистемы РП представляется преждевременным.

Наличие гидразина и его производных в почвах РП № 515, по предварительным данным, оценивается нами на уровне до 100 ПДУ. Количественные параметры указывают на чрезвычайную экологическую ситуацию почв района, возможности поступательного распространения ореола загрязнения на глубину и по площади, и требуют проведения специализированных площадных исследований с целью локализации аномалии, уточнения ее количественно-качественных характеристик и определения объективной степени экологической нагрузки по всем средам живого и растительного мира экосистемы [160].

Экологически неблагоприятная биологическая область расположена в восточной и юго-восточной частях изученной территории и уходит за ее пределы по направлению к нижним течениям рек Тюнг, Марха и их притоков (реки Чильли, Конончан, Ике и др.).

В геологическом плане предполагаемые границы области отвечают структурам северо-западного борта Вилюйской синеклизы, осложненным многочисленными тектоническими разломами и оперяющими нарушениями. Положение области в пределах бассейна подземных вод, повышенная нарушенность и, соответственно, проницаемость горных пород предопределяют существование процессов диффузионного проникновения и подъема летучей фазы высокоминерализованных рассолов, выносящих к дневной поверхности подвижные химические элементы, в том числе и элементы-токсиканты, и элементы металлов. Общность с влиянием подземных вод определяется по проявлению геохимической аномалии **K, Br, Sr** и тяжелых металлов: **Cu, Zn**.

Региональная геохимическая аномалия почв и растительности, пространственно тяготеющая к бассейну р. Вилюй в пределах наиболее заселенной его территории, обусловливает существование экологически неблагоприятной среды обитания для органического мира. В частности, через почвы и кормовые культуры элементы-токсиканты поступают в пищу человека в виде мясомолочных продуктов, постепенно накапливаясь там и отравляя организм.

Это может быть одной из основных причин существующего общего патогенеза местного населения, домашних и диких животных всей Вилюйской группы улусов. В т. ч. не исключается и предполагается, как более вероятная, генетическая связь выявленных элементов-токсикантов в составе почвенно-растительного покрова, в поверхностных водах и сельскохозяйственных продуктах с природой появления и развития такого специфического заболевания как вилюйский энцефаломиелит [160].

В целом для территории листа характерно проявление точечных эколого-геохимических аномалий, фиксируемых в составе природных вод и донных осадков. В числе элементов-токсикантов 1–2-го классов опасности потоков рассеяния зафиксированы проявления повышенных содержаний Mn, Co, As, Sb, Zn, Pb, а в составе природных вод – Br. Уровни превышения ПДК обычно относятся к слабому–среднему типу умеренно опасного класса и генетически связаны с местными вариациями состава природных вод и донных осадков. Многочисленные точечные аномалии Br в составе природных вод на западе

территории, вероятно, обусловлены влиянием зон разломов, по которым происходит вынос высокоминерализованных рассолов.

На междуречье Марха–Тюнг зафиксированы точечные аномалии с превышением концентраций Mn, Sb, Co, Ni, Pb, Zn и Mo в составе донных осадков. В плане района они носят достаточно локальный характер и приурочены к площадям предполагаемого кимберлитового магматизма.

В числе природных аномалий токсичных элементов выделены три крупные эколого-геохимические аномалии: Верхнемунская – Ni, Cr, Co (536 км^2), Онгхойдах-Моркокинская – Br, Be (818 км^2) и Энердекская – Cr, Co, Ni (779 км^2). Онгхойдах-Моркокинская аномалия связана с вариациями в составе природных вод повышенного количества Br, Be, Ba, а также с образованием аномалии напряженного экологического состояния [306].

По данным Ботуобинской партии [160], в Энердекской аномалии уровень геохимической аномалии почв по **Br** составляет от 0,05 до 0,15 ПДК, что свидетельствует об экологической безопасности Br в почвах района. При этом **Br** обладает свойством весьма интенсивно накапливаться в растениях и таким образом, находясь в естественном состоянии ненарушенных ландшафтов, выступать в роли потенциально опасного для биосферы, имея тенденцию к активизации на техногенных геохимических барьерах.

В целом экологическое состояние территории листа Q-50 признано *удовлетворительным*. Для территории характерны естественные природные ландшафты. Антропогенное вмешательство проявлено на ограниченных площадях. Основное эколого-геологическое воздействие на природную среду связано с проявлением неблагоприятных экзогенных процессов (эрозия, криогенные процессы и т. п.).

Напряженная эколого-геологическая ситуация складывается в местах развития природных эколого-геохимических аномалий, на участках проведения геологоразведочных работ и освоения месторождений. Здесь происходит вмешательство в природную среду в результате бурения скважин, развития транспортной сети строительства объектов НГОКа, разработки карьеров и т. д. К территориям с напряженной ситуацией отнесены площади вышеперечисленных геохимических аномалий и Верхнемунского кимберлитового поля, находящегося в стадии освоения. Кроме того, напряженная ситуация характерна для криогенных природных ландшафтов. Повышенная заболоченность, ограниченный сток и т. п. способствуют накоплению вредных веществ. Хозяйственная деятельность приводит к необратимым изменениям природной среды.

На Накынском кимберлитовом поле ведется активный экологический мониторинг, исследуются поверхностные воды, почвы и растительный покров.

За период наблюдения 2003–2011 гг. в почвах и почво-грунтах промышленной зоны территории НГОКа произошли необратимые изменения, связанные со строительством и эксплуатацией объектов производственного комплекса и развивающейся инфраструктурой. По исследованиям 2014 г. эколого-геохимическая ситуация территории промышленной площадки НГОКа характеризуется преимущественно высоким уровнем загрязнения по показателю Zc. Наибольшие концентрации валовых форм отмечены по таким элементам, как Zn, V и Mn.

По итогам предыдущих лет исследований выявлено, что наиболее активны подвижные формы Pb, Mn, Cu, Ni, Cr, Zn, Cd, Co и As. При этом Cr, Ni и Co являются элементами, типоморфными кимберлитам, а накопление Mn и Cu отражает геохимическую специфику для почв всей Западной Якутии. На уровне усредненных значений выявлены превышения нормативов по общесанитарному показателю вредности подвижных форм Ni – в 1,8 раз, Mn – в 8,5 раз и Cu – в 1,7 раз.

Произошло увеличение ареала высокоопасного загрязнения (по сравнению с данными 2011 г.) на 120 км^2 . Наблюдается пространственное увеличение контрастности выявленных аномалий, характеризующих активное накопление подвижных форм микроэлементов в поверхностных органогенных горизонтах почв [189].

Кроме того отмечаются аномалии техногенного происхождения в растительном покрове долин рек Дьяхтар-Юрях и Дюлюнг-Оту. По суммарному показателю загрязнение растительности в долине р. Дьяхтар-Юрях относится к опасной и чрезвычайно опасной категории, р. Дюлюнг-Оту – к опасной категории экологического состояния [161].

По результатам мониторинга поверхностных вод района Накынского кимберлитового поля за 2016 г. [162] выявлено повсеместное загрязнение поверхностных вод нефтепродуктами, железом, марганцем, в водах ручьев установлены токсичные элементы – кадмий, бром, содержания которых превышают ПДК. Наблюдается увеличение минерализации вод. Чрезвычайно опасными и опасными по содержанию минеральных веществ и брому были признаны воды хвостохранилища, воды руч. Дюлюнг-Оту после слияния с притоком от хвостохранилища, воды буферного водохранилища на р. Безымянный, воды водохранилища на р. Лиендокит.

На основании всех этих данных эколого-геологическая обстановка на территории Накынского кимберлитового поля оценивается как *критическая.*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных камеральных, полевых и лабораторных работ был создан комплект материалов Госгеолкарты-1000 (третье поколение) листа Q-50 – р. Марха, включающий: карты масштаба 1 : 1 000 000 – геологическую карту дочетвертичных образований, карту полезных ископаемых, карту закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, карту четвертичных образований, карту прогноза на нефть и газ; схемы масштаба 1 : 2 500 000 – тектоническую, глубинного строения, геоморфологическую, гидрогеологическую, эколого-геологическую, продуктивности рудных районов и прогноза полезных ископаемых, а также объяснительную записку с текстовыми приложениями и согласованной базой данных.

Геологическая карта учитывает информацию предыдущих поколений Госгеолкарт-1000 – Q-50,51 (Жиганск), и предшествовавших им Госгеолкарт-200, обширного комплекса новых геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000, геофизических региональных и локальных исследований, поисковых, разведочных и тематических работ, а также новейших аналитических исследований, выполненных за истекший с момента создания ГК второго поколения. При составлении карт использованы материалы опережающих работ по созданию дистанционной, геофизической и геохимической основ. Существенно уточнено геологическое строение ряда районов территории листа Q-50 на основе современных стратиграфических схем и легенды Анабаро-Вилюйской серии листов 2009 г., расчленение разреза докембрия и фанерозоя проведено в объеме местных стратиграфических подразделений. При этом уточнены схемы структурно-формационного районирования образований докембрия и фанерозоя, которые разделены на структурно-формационные зоны и подзоны. Произведена корректировка систематики интрузивных образований по их возрасту и соотношениям, петрографическому и химическому составам пород, слагающих интрузии. Карта сопровождается геологическим разрезом и схемами зарамочного оформления.

Тектоническое строение района рассмотрено с геодинамических позиций. Выделено два структурных этажа – архейско-раннепротерозойский кристаллический фундамент и фанерозойский осадочный чехол; в составе последнего выделено шесть структурных ярусов, характеризующихся присущими им особенностями геологического и тектонического строения.

На карте четвертичных образований в качестве картируемых единиц показаны местные стратиграфические подразделения – стратогены. Расчленение образований квартера произведено с использованием Унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Средней

Сибири, утвержденной МСК в 2009 г. и в соответствии с Легендой Анабаро-Вилюйской серии (2009). Нижняя граница квартера принята на уровне 2,6 млн лет. В зарамочном оформлении представлены схемы: соотношений четвертичных образований, корреляции подразделений, геоморфологическая, геоморфологического районирования.

На карте полезных ископаемых изображено 704 объекта (месторождения, проявления, пункты минерализации, шлиховые пробы и ореолы). Проведена типизация месторождений и проявлений по рудным формациям и генетическим типам, приведены данные по оценкам запасов и прогнозных ресурсов. Уточнены или вновь выделены ореолы МСА, которые могут рассматриваться как первичные ореолы рассеяния, непосредственным источником которых являются кимберлитовые тела.

На карте закономерностей размещения полезных ископаемых показано минерагеническое районирование и выделены минерагенические таксоны, отражающие региональные закономерности размещения полезных ископаемых. В зарамочном оформлении карты приведена схема минерагенического районирования 1 : 5 000 000, продуктивности рудных районов и прогноза полезных ископаемых масштаба 1 : 2 500 000, на которую вынесены все перспективные объекты территории листа с характеристикой прогнозных ресурсов. Оценена прогнозная значимость главных типов полезных ископаемых. Основным видом полезных ископаемых, определяющим в настоящее время экономический потенциал территории, являются алмазы в Верхнемунском и Накынском алмазоносных узлах.

Подготовлены рекомендации по постановке региональных геологосъемочных и поисковых работ на локализованных перспективных площадях (минерагенические зоны, рудные районы, рудные узлы). Составлены два паспорта учета перспективных объектов (коренная алмазоносность, бурый уголь), включающие сведения об оцененных прогнозных ресурсах, рудно-формационных и геолого-промышленных типах предполагаемого оруденения, рекомендуемую стадийность ГРР и другие параметры объектов.

Карта прогноза на нефть и газ составлена впервые для территории листа. Основными объектами картографирования явились объекты нефтегазогеологического районирования; территории с различной плотностью начальных геологических ресурсов УВ; глубокие опорные, параметрические, поисковые и разведочные скважины. Карта сопровождается легендой, структурно-тектоническим районированием территории, таблицами характеристик и положения продуктивных горизонтов, запасами и прогнозными ресурсами нефти, газа и газоконденсата и схемами зарамочного оформления: тектонического районирования платформенного чехла масштаба 1 : 2 500 000; сейсмогеологическим разрезом через основные структурные элементы; стратиграфическими колонками, характеризующими положение потенциальных нефтегазоносных комплексов в сводном разрезе.

На принципиально важных участках площади листа авторами был выполнен комплекс полевых работ, включавший геологические маршруты, изучение опорных разрезов, специализированные исследования магматических объектов; проведено опробование на различные виды анализов, в том числе – изотопно-геохронологический для магматических образований основного состава,

микро- и макропалеонтологические и минералогические исследования. Результаты полевых работ позволили существенно уточнить стратификацию ордовикских и юрских образований. С помощью современных аналитических методов выполнены изотопно-геохронологические датировки палеозойских магматических образований, в том числе – основного и щелочно-ультраосновного состава (U-Pb метод по цирконам и флогопиту). Это позволило уточнить возраст и формационную принадлежность ряда магматических образований района, в том числе – долеритов, связанных с Вилюйско-Мархинской зоной разломов и их соотношение с кимберлитовым магматизмом. Одной из главных задач полевых работ являлось установление закономерностей в распределении минералов-индикаторов алмазов в юрских отложениях. В процессе работы были отобраны шлихи (65 шт.) из отложений укугутской и тюнгской свит. Основное внимание при этом уделялось генетическим типам, сформированным в активных гидродинамических условиях – отложениям речных выносов, пляжевым, баровым осадкам песчаной и более крупной размерности. Были опробованы слои, характеризующие локальные перерывы осадконакопления и размывы в опорных разрезах.

Полученные в результате полевых и камеральных работ материалы более детально освещают геологическое строение, структуру и состав осадочных и магматических образований площади листа Q-50, а также закономерности размещения, генетическую принадлежность некоторых рудных формаций и их перспективность по сравнению с опубликованными ранее картами предыдущего поколения.

При составлении графических приложений к отчету выяснилось, что границы некоторых геологических объектов и областей, характеризующихся определенным строением и минерагеническими особенностями, выделенных на территориях сопредельных листов, проведены недостаточно корректно и не совпадают с тем, как они понимаются авторами в пределах листа Q-50. К числу таких несоответствий относятся:

Геологическая карта имеет ряд несоответствий с площадью листа Q-49 (2020 г.).

1. По западной границе с площадью листа Q-49 (2020 г.) на карте Q-50 показан катангский долеритовый комплекс, а на карте Q-49 отложения онхойюряхской свиты (Є$_3$*0jr*). На картах предшественников в этом месте изображен катангский долеритовый комплекс. В пределах этих листов никаких новых данных за последнее время получено не было. Скорее всего техническая ошибка на листе Q-49.

2. По северной рамке с площадью листа R-50. В пределах листа Q-50 силигирская свита делится на верхнюю и нижнюю подсвиты. На листе R-50 они показаны объединенными.

3. По северной и западной рамкам есть незначительные расхождения в рисовке границ свит. Это связано, по всей видимости, с различной топоосновой.

Карта полезных ископаемых:

1. На площадях листов R-49,50; Q-49,50 распространена Анабарская урановосная свинцово-цинковая рифейско-кембрийская прогнозируемая минерагеническая область (3 Zn,Pb,U/RF–Є). Но на площади листа R-50 она выде-

лена только в обрамлении Анабарского щита и отсутствует на его южной границе – что также является предметом увязки в рамках мониторинга.

2. Не совпадают границы Тунгусского угленосного среднекаменноугольного–пермского бассейна (5 УК,УБ/C_2–P). На отчетной карте она проведена севернее приблизительно на 20 минут – в соответствии с положением границы Тунгусской синеклизы – тектонической структуры, с которой связаны угленосные образования т. н. «продуктивной толщи», включающие каменноугольные и пермские терригенные отложения.

3. В соответствии с Легендой-2009 Анабаро-Вилюйской серии в южной части площади листа Q-50 выделен Лено-Тунгусский соленосный раннесреднекембрийский бассейн (2 hl,g/$Є_{1-2}$). Существование этого бассейна подтверждено в результате буровых работ на нефть и газ, при этом были вскрыты горизонты соленосных эвапоритов в глубоких частях Вилюйской синеклизы. В гл. «Полезные ископаемые» записки к листу Q-49 имеются указания на существование ископаемых солей в мархинской и удачнинской свитах кембрия, а в гл. «Стратиграфия» упомянуты соли также и в метегерской и чукукской свитах среднего кембрия. Видимо, это достаточное основание для выделения здесь соленосного бассейна.

4. Ранее нами в записке R-50 отмечалось, что в материалах листа R-49 не нашли отражения горючие сланцы в отложениях кембрия – ни в виде самостоятельной области, ни в сосуществовании с другими видами полезных ископаемых – но в то же время в гл. «Полезные ископаемые» имеется подраздел, в котором упомянуты 17 проявлений сланцев. Таким образом, выделенный нами на листах Q-50 и R-50 Анабаро-Хатангский горючесланцевый район не имеет соответствия в материалах листа R-49, где его следует выделить, видимо, в процессе планируемого мониторинга.

5. В пределах Среднемархинского алмазоносного рудно-россыпного района на площади листа Q-50 по материалам компании АЛРОСА выделен Ыгыаттинский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел (10.2.2 di/D_3–C_1, C_3–P_2,Q). Его выделение обосновано наличием признаков существования кимберлитовых тел на этом участке, расположенном на западной границе листа Q-50 и находящемся в непосредственной близости от открытого в последнее время Сюльдюкарского кимберлитового поля (Тезисы конференции). Но в материалах отчета по листу Q-49 это поле нигде не упоминается, а в гл. «Закономерности…» этот район выделен под названием Аллаахинской прогнозируемой алмазоносной площади. Мы полагаем, что границы ее следует расширить, чтобы совместить ее с выделенным нами узлом.

6. В материалах отчета по листу Q-49 на КПИ выделена Оленёк-Вилюйская алмазоносная субпровинция, помещенная почему-то в состав Восточно-Сибирской провинции общераспространенных ПИ. Это противоречит здравому смыслу и Легенде серии-2009, которая совершенно справедливо относит эту субпровинцию к Якутской алмазоносной провинции.

7. Нам представляется также, что существуют достаточные основания для того, чтобы в составе Оленёк-Вилюйской алмазоносной субпровинции выделить в соответствии со структурно-тектонической приуроченностью алмазоносности, ее масштабом и генетическим типом три алмазоносные рудно-россыпные области – Верхневилюйскую, Среднеоленёкскую и Вилюйско-Мар-

хинскую, что и сделано на отчетной КПИ листа Q-50. При этом первая из них занимает ограниченную площадь в пограничной зоне с листом Q-49, соответствуя удаленным фланговым частям высокоалмазоносного Далдыно-Алакитского района, вторая включает два кимберлитовых поля (Чомурдахское и Севернейское) с убогой алмазоносностью, а вторая разделена на два алмазоносных рудно-россыпных района – Муно-Тюнгский и Среднемархинский, характеризующихся индивидуальными типами и масштабом алмазоносности и связью с различными контролирующими структурами. Но в материалах уже изданного листа Q-49 подразделения, соответствующие областям, отсутствуют. В связи с этим это несоответствие может быть устранено в процессе грядущего мониторинга.

8. Такого же типа несоответствие имеется в северо-восточном углу площади листа Q-50, где в составе Среднеоленёкской области нами выделен небольшой участок Приленского рудно-россыпного алмазоносного района для увязки с листом Q-51. В материалах листов R-50 и R-51 этот район отсутствует; данный вопрос также подлежит решению в рамках мониторинга – в связи с появившимися сведениями о новых открытиях АЛРОСЫ в этих районах.

Несмотря на достаточно высокую степень изученности основных аспектов геологического строения рассматриваемой территории, некоторые вопросы ее геологического строения и минерагении остались не до конца выясненными и требуют дальнейшего изучения. К числу таковых относятся следующие.

Уточнение возраста рифейских и вендских отложений, вскрытых глубокими нефтяными скважинами. На этот счет существуют разногласия в Легенде [78] и актуализированной Анабаро-Вилюйской СЛ [3]. По данным Н. В. Мельникова [84], интервалы разреза, относимые к верхам верхнего рифея в западных и восточных внешних районах Сибирской платформы, сопоставляются с низами венда ее внутренних районов. Эти разночтения показывают необходимость новых стратиграфических исследований по обоснованию возраста отложений венда и верхнего рифея внутренних и внешних районов Сибирской платформы:

– выделение старореченской свиты в скв. 1-п Мархинская. Характер каротажной кривой, наличие ангидритизации и сопоставление этих отложений с другими скважинами более близки по своему облику бюкской свите;

– результаты Rb-Sr анализа по флогопиту из кимберлитовой брекчии трубки Нюрбинская дали результат $454 \pm 5{,}9$ млн лет (поздний ордовик). Он несопоставим с Легендой-2009 и прямо опровергается данными изучения палеонтологических остатков в ксенолитах вмещающих пород в кимберлитах, имеющих возраст от ордовика до среднего девона;

– анализ всей имеющейся информации о возрастной систематике интрузивных образований ВМДП показал, что она нуждается в существенной корректировке. Доводы в пользу этого утверждения, основанные на многочисленных изотопных датировках интрузий комплекса и соотношениях интрузивных тел различных комплексов между собой и с кимберлитами трубки Нюрбинская;

– следует более глубоко проанализировать все возрастные и геологические датировки, имеющиеся для кимберлитов Накынского поля. Представляется, что возможный интервал их формирования следует ограничить поздним девоном, возможно, его фаменским ярусом;

– достаточно неопределенным является вопрос о связи кимберлитов Накынского поля с тектоническими структурами, контролирующими как его положение, так и положение кимберлитовых тел в его границах.

По результатам создания Госгеолкарты-1000/3 листа Q-50 – р. Марха даны рекомендации по проведению дальнейших геологических работ, нацеленных на геологическое доизучение территории листа и поиск новых месторождений полезных ископаемых.

Региональные геологические исследования масштаба 1 : 200 000

Провести ГДП-200 на территории листов Q-50-V,VI;XXI,XXII; XVII, XVIII, где ГГС-200 проводились в 1966–1969 гг. Территория листов располагается в пределах Севернейского и Чимидикян-Тюнгского алмазоносных рудно-россыпных прогнозируемых узлов и Среднемунского алмазороссыпного прогнозируемого узла.

Поисковые работы

Рекомендуется проведение поисковых работ в пределах Тюкянской буроугольной площади. Максимальное количество проявлений бурого угля связано с отложениями чечумской серии средней–верхней юры и батылыхской свиты нижнего мела. Они довольно равномерно распространены по площади и имеют близкую к промышленной мощность.

Рекомендуется проведение поисковых работ в пределах Салакутской алмазоносной площади, где прогнозируется наличие трех кимберлитовых тел. Алмазоносными могут являться кимберлиты, выполняющие, предположительно, трубки взрыва и дайки. Судя по низким концентрациям алмазов и МСА в юрских и четвертичных аллювиальных отложениях, алмазоносность прогнозируемых тел (или их размеры) ожидаются небольшими.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Авдеева В. И., Драгунов О. Д.* и др. Стратиграфия позднедокембрийских отложений Ботуобинского газоносного района // Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. – Новосибирск, 1978.

2. *Алексеев М. Н.* Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилюйской впадины и долины нижнего течения реки Лены // Труды ГИН АН СССР. Вып. 51. – М., 1961. – 118 с.

3. Актуализированная Легенда Анабаро-Вилюйской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Стратиграфия венда и палеозоя Сибирской платформы / Сост.: С. В. Видик, А. И. Ларичев, В. И. Чеканов. – СПб., 2019.

4. Алроса. Алмазы Анабара: рекордный объем добычи за всю историю компании. 2018/http://www.alrosa.ru/годовой отчет.

5. *Арсеньев А. А.* Геологическое строение Оленёк-Мархинского междуречья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 5. – М. : Госгеолиздат, 1961. – С. 58–85.

6. Архей Анабарского щита и проблемы эволюции Земли. – М. : Наука, 1988. – 253 с.

7. *Асташкин В. А.* Литолого-фациальная основа корреляционных стратиграфических построений в кембрийском рифовом комплексе Сибирской платформы // Стратиграфия и фации осадочных бассейнов Сибири. – Новосибирск, 1982. – С. 5–17.

8. *Асташкин В. А., Шишкин Б. Б.* Предверхоленский перерыв и его влияние на формирование резервуаров нефти и газа в Анабаро-Синском регионе // Актуальные вопросы тектоники нефтегазоперспективных территорий Сибирской платформы: Сб. науч. тр. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 1989. – С. 85–89.

9. *Василенко В. Б., Минин В. А., Кузнецова Л. Г.* Информационный отчет по I, II и III этапам темы: «Разработка методики выделения и картирования блоков однородных пород однородного состава глубоких горизонтов трубки Ботуобинская по результатам петрографо-минералогических и петрохимических анализов» – Новосибирск, 2004.

10. *Гайдук В. В.* Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. – Якутск : ЯФ СО АН СССР, 1988. – 128 с.

11. Геология нефти и газа Сибирской платформы / Ред.: А. Э. Конторович, В. С. Сурков, А. А. Трофимук. – М. : Недра, 1981.

12. *Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. М.* Гранитоиды Оленёкского поднятия (север Сибирского кратона): возраст, петрогенезис, геодинамическая позиция // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Материалы I Международной геологической конференции 26–29 августа 2008 г. – Улан-Удэ, 2008. – С. 81–83.

13. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист Q-50,51 – Жиганск. Объяснительная записка / Ред. Л. М. Натапов. – СПб., 1993.

14. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист P-50,51 – Олёкминск. Объяснительная записка / Отв. ред. Е. К. Ковригина. – СПб., 1994.

15. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-48 – Хатанга. Объяснительная записка / Г. В. Липенков, М. С. Мащак, В. Т. Кириченко и др. – СПб., 2016.

16. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-49 – Оленёк. Объяснительная записка / Н. И. Гусев, М. Г. Пушкин, А. А. Круглова, Л. Ю. Сергеева и др. – СПб., 2016.

17. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-50 – Саскылах. Объяснительная записка / М. В. Герасимова, В. Г. Черенков, Н. С. Посошкова и др. – СПб., 2022.

18. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист Q-49 – Удачный. Объяснительная записка / Ред. Г. А. Бабин. – СПб., 2020.

19. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-I. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Т. П. Борисова, В. Г. Азарова, В. С. Скундин. – М., 1987.

20. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-II. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. В. В. Грицик, Б. И. Савранский. – М., 1964.

21. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-III. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Авт. Н. И. Гогина, Л. А. Рабинович. – М., 1966.

22. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-IV. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Авт. Н. И. Гогина. – М., 1966.

23. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-V. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Авт. Б. И. Прокопчук, Н. И. Колобова, Н. И. Гогина. – М., 1966.

24. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-VI. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Авт. Н. А. Цейдлер, С. А. Гаркуша, С. С. Чертов. – М., 1965.

25. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-VII. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. В. В. Грицик, Е. П. Грицик. – М., 1962.

26. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-VIII. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. А. В. Выриков, Б. И. Савранский. – М., 1964.

27. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-IX. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. В. Н. Рыбченков, Л. М. Израилев, Н. И. Гогина. – М., 1966.

28. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-X. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Л. М. Израилев. – М., 1966.

29. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XI. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Б. И. Прокопчук, Л. М. Израилев, Н. И. Колобова. – М., 1966.

30. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XII. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт.: Н. А. Цейдлер, С. А. Гаркуша, С. С. Чернов. – М., 1967.

31. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XIII. Серия Анабарская. Объяснительная записка / Авт. И. М. Битерман, Е. С. Кутейников, И. К. Рычагова, С. В. Тищенко. – М., 1959.

32. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XIV. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. И. М. Битерман, Н. Б. Сибирцева, С. В. Тищенко. – М., 1959.

33. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XV. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт.: М. В. Сусов, И. М. Осташкин. – М., 1966.

34. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XVI. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Г. М. Любцова, Е. С. Кутейников. – М., 1965.

35. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XVII. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Е. С. Кутейников, Г. М. Любцова. – М., 1966.

36. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XVIII. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Н. И. Гогина. – М., 1969.

37. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XIX. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. В. Н. Рыбченков, И. Г. Никаноров. – М., 1958.

38. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XX. Объяснительная записка / Авт. А. Д. Наумов. – М., 1958.

39. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXI (верховья р. Андай). Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Б. К. Горцуев. – М., 1958.

40. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXII. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Н. М. Королева, Ю. И. Минаева, Н. А. Дехтерева). М., 1959.

41. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXIII. Серия Нижневилюйская. Объяснительная записка / Авт.: Н. М. Королева, Ю. И. Минаева, Н. А. Дехтерева. – М., 1959.

42. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXIV. Серия Нижневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Н. И. Колобова, Б. И. Прокопчук. – М., 1959.

43. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXV (устье р. Моркока–Мархараты). Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Д. С. Коробов, Н. А. Щукина). – М., 1958.

44. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXVI (устье р. Моркоки). Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. В. И. Бгатов, М. А. Михайлов. – М., 1958.

45. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXVII. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Н. И. Гогина. – М., 1962.

46. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXVIII. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Г. М. Розанова, Р. О. Галабала, Е. С. Кутейников. – М., 1961.

47. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXXI. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Н. И. Колобова. – М., 1959.

48. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXXII. Серия Верхневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Н. Г. Скарзова. – М., 1959.

49. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXXIII. Объяснительная записка / Авт. И. М. Скарзов. – М., 1959.

50. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXXIV. Серия Нижневилюйская. Объяснительная записка / Авт. Л. П. Кондакова, Ю. Т. Швыряев, В. В. Швыряева. – М., 1960.

51. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Лист Q-50-XXXI,XXXII (новая серия). Объяснительная записка / Авт. Е. И. Ивашина. – СПб., 2001.

52. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2021 года. Выпуск 32. Алмазы, 2021.

53. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2021 года. Выпуск 76. Строительные камни. Том IX. Дальневосточный федеральный округ, 2021.

54. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2021 года. Выпуск 101. Подземные воды. Том 1. Питьевые и технические воды. Книга 8. Дальневосточный федеральный округ, 2021.

55. *Грачев А. Ф.* Рифтовые зоны Земли. – Л. : Недра, 1977. – 246 с.

56. *Грицик В. В.* Некоторые особенности стратиграфии нижнего палеозоя, тектоники и нефтегазоносности Оленёк-Вилюйского междуречья // Тр. ЯФ СО АН СССР, Сер. геол. – 1962. – № 14. – С. 363–379.

57. *Гусев Н. И., Руденко В. Е., Сергеева Л. Ю.* и др. Архейские гранулиты Джелиндинской глыбы Анабарского щита (Сибирский кратон): геохимия, возраст, изотопные характеристики // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 66. – С. 30–44.

58. *Демокидов К. К.* Общие черты геологического строения Лено-Оленёкского района // Сборник статей по геологии Арктики. (Тр. НИИГА) 1956. – Т. 89. – Вып. 6. – С. 22–37.

59. *Демокидов К. К.* О стратиграфическом расчленении кембрийских отложений севера Сибирской платформы // Сборник статей по геологии Арктики. – Л. : НИИГА, 1958. – С. 3–12.

60. *Демокидов К. К., Лазаренко Н. П.* Стратиграфия верхнего кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики // Тр. НИИГА. Вып. 137. – Л. : Недра, 1964. – 288 с.

61. *Зайцев А. И., Смелов А. П.* Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. ИГАБМ СО РАН. – Якутск, 2010. – С. 1–107.

62. *Земнухов А.Л., Зайцев А.И., Копылова А.Г.* и др. Базитовый магматизм Ханнья-Накынского междуречья (Якутия) // Геология алмазов – настоящее и будущее. – Воронеж : Изд-во ВГУ, 2005. – С. 482–494.

63. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Т. 2. – М. : Недра, 1990. – 334 с.

64. *Камалетдинов В. А.* Геологическое строение центральной части ЯАССР. – Якутск, 1984.

65. *Киселев А. И., Ярмолюк В. В., Егоров К. Н.* и др. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Вилюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. – 2006. – № 6. – С. 660–682.

66. *Киселев А. И., Ярмолюк В. В., Иванов А. В.* и др. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо-западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон) // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55 (2). – С. 185–196.

67. *Колодезников К. Е., Меннер Вл. Вл., Фрадкин Г. С.* и др. Об аппаинской и вилючанской свит девона Ыгыаттинской впадины // Геология и геофизика. – 1975. – № 9. – С. 149–151.

68. *Колодезников К. Е.* Девон и нижний карбон западной части Вилюйской синеклизы. – М. : Наука, 1982.

69. *Колосов П. Н., Авдеева В. И.* и др. Стратиграфия верхнедокембрийских и нижнекембрийских отложений Ботуобинского газоносного района Юго-Западной Якутии // Стратиграфия нефтегазоносных отложений Якутии. – Якутск, 1980. – С. 3–35.

70. *Константинов К. М., Томшин М. Д., Ибрагимов Ш. З.* и др. Петро- и палеомагнитные исследования базальтов аппаинской свиты верхнего девона (Западная Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. – 2016. – Т. 7, № 4. – С. 593–623.

71. *Константинов К. М., Яковлев А. А., Антонова Т. А.* и др. Петро- и палеомагнитные характеристики структурно-вещественных комплексов месторождения алмазов трубка Нюрбинская (Средне-Мархинский район, Западная Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8, № 1. – С. 135–169.

72. *Корнилова В. П., Фомин Л. С., Зайцев А. И.* Новый тип алмазоносных кимберлитовых пород на Сибирской платформе // Региональная геология и металлогения. 2001. – № 13–14. – С. 105–117.

73. *Краснов И. И., Масайтис В. Л.* Тектоника Оленёкско-Вилюйского водораздела в связи со строением окраинных зон Тунгусской синеклизы // Мат-лы по геологии Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ. Вып. 7. – М. : Госгеолтехиздат, 1955. – С. 217–233.

74. *Кривонос В. Ф., Федоров П. Т.* Новые данные о природе локальных магнитных аномалий трубочного типа на восточном склоне Анабарской антеклизы // Геология и геофизика. – 1971. – № 6. – С. 96–104.

75. *Кузьмин М. И., Ярмолюк В. В.* Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 2. – С. 153–184.

76. Легенда Суханской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Объяснительная записка / Сост.: В. С. Андреев, Г. В. Иваненко, В. Г. Кириченко, А. Н. Панфилов, Л. Н. Федосеева. – М., 2002. – 131 с.

77. Легенда Мархинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия) / Сост.: М. С. Мащак, Г. Г. Сотникова, А. Я. Бергер и др. – СПб., 2002.

78. Легенда Анабаро-Вилюйской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка / Гл. ред. М. С. Мащак. Сост.: М. С. Мащак, А. П. Кропачев, Г. Г. Сотникова, Л. И. Сметанникова, В. И. Чеканов, Е. В. Оленникова. – СПб., 2009. – 60 с.

79. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А*. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы // Петрография Вост. Сибири. Т. 1. АН СССР, 1962.

80. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В.* Среднепалеозойская вулканогенно-осадочная серия Ыгыаттинской впадины // Геология и геофизика. – 1966. – № 4. – С. 43–53.

81. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. – М. : Недра, 1975. – 183 с.

82. *Матухин Р. Г.* Девон и нижний карбон северо-запада Сибирской платформы. – Новосибирск : Наука, 1991. – 164 с.

83. *Мащак М. С., Наумов М. В., Леухин В. И.* и др. Среднепалеозойский базитовый магматизм Мархa-Тюнгского междуречья (Накынское кимберлитовое поле) // Региональная геология и металлогения. – 2004. – № 20. – С. 122–138.

84. *Мельников Н. В., Якшин М. С., Шишкин Б. Б.* и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. – Новосибирск : Гео, 2005. – 428 с.

85. *Меннер Вл. Вл., Крылова А. К., Колодезников К. Е.* и др. О корреляции среднедевонских отложений Сибирской платформы // Доклады АН СССР. – 1970. – Т. 193, № 6. – С. 1360–1363.

86. Методическое руководство по количественной оценке прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата Российской Федерации. – М. : ВНИГНИ, 2018. – 208 с.

87. *Михайлов М. В., Тесаков Ю. И.* Стратиграфия верхнего кембрия, ордовика и силура бассейна среднего течения р. Вилюй // Геология и геофизика. – 1972. – № 1. – С. 32–42.

88. *Моисеев С. А., Фомин А. М., Маринов Р. В.* Анализ распределения коллекторских свойств продуктивных горизонтов в зонах сочленения Предпатомской, Западно-Вилюйской и Северо-Алданской нефтегазоносных областей // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2020. – Т. 15. – № 2.

89. *Моор Г. Г., Рожков Б. Н., Ткаченко Б. В.* К геологии Анабарского докембрия и окружающего его нижнего палеозоя // Бюл. МОИП. Нов. Сер. Геол. 1934. – Т. 12 (4). – С. 471–506.

90. *Неймарк Л. А., Немчин А. А., Розен О. М.* и др. Sm-Nd изотопные системы в нижнекоровых ксенолитах из кимберлитов Якутии // Докл. РАН. – 1992. – Т. 327, № 3. – С. 374–378.

91. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Тунгусский бассейн / Гл. ред. А. Э. Конторович. – Новосибирск, 1994. – Вып. 5. – 92 с.

92. *Олейников Б. В., Саввинов В. Т., Погудина М. А.* Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской–нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. – М. : Наука, 1973. – С. 4–76.

93. *Олейников Б. В.* Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск : Наука, 1979. – 263 с.

94. Отечественная геология. – 2009. – № 6. – С. 3–16.

95. *Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г.* и др. Стратиграфия и литология водораздельных галечников Мархино-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазоносных россыпей бассейна среднего течения р. Мархи // Тр. ЯФ СО АН СССР. Сер. Геол. – 1963. – СПб. – С. 9.

96. *Полянский О. П., Прокопьев А. В., Бабичев А. В.* и др. Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 2. – С. 163–183.

97. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 41. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. – 48 с.

98. Постановления МСК. Вып. 44. –2016.

99. *Похиленко Н. П., Соболев Н. В., Черный С. Д.* и др. Пиропы и хромиты из кимберлитов Накынского поля (Якутия) и района Снэп-Лэйк (провинция Слейв, Канада): свидетельства аномального строения литосферы // ДАН. – 2000. – Т. 372, № 3. – С. 356–360.

100. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. – Новосибирск, 1981. – 91 с.

101. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. I. Верхний протерозой и нижний палеозой. – Новосибирск, 1983. – 214 с.

102. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. III. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. – Л., 1983. – 84 с.

103. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по уточнению и дополнению стратиграфических схем венда и кембрия внутренних районов Сибирской платформы. – Новосибирск, 1989. – 64 с.

104. Решения Рабочего стратиграфического совещания от 14 октября 2005 г. – Мирный.

105. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002) / Ред. Т. Н. Корень, Г. В. Котляр. – СПб. : Из-во ВСЕГЕИ, 2009. – 268 с.

106. *Розен О. М.* Метаморфические комплексы Анабарского щита – М. : ИЛСАН СССР, 1990. – 128 с.

107. *Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. – М. : Научный мир, 2006. – 212 с.

108. *Розен О. М., Аббясов А. А., Аксаментова Н. В.* и др. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений // Тр. ГИН РАН. Вып. 569. – М. : Научный мир, 2006. – 400 с.

109. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И., Стегницкий Ю. Б.* Уникальные минералогические особенности мантийного субстрата Накынского кимберлитового поля (Якутия) // Глубинный магматизм, его источники и плюмы. – 2019. – С. 203–233.

110. *Савицкий В. Е.* Корреляция разрезов и схем стратиграфического расчленения кембрийских отложений Анабарской антеклизы // Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы: Тр. СНИИГГиМС, Т. 101. – Л. : Госгеолтехиздат, 1959. – С. 152–192.

111. Сборник тезисов докладов. Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. IX Международная научно-практическая конференция. – М., 2019. – 252 с.

112. Сборник «Прогнозные ресурсы твердых и твердых горючих (уголь) полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2021 года». Вып. 2. Благородные металлы и алмазы, 2021.

113. *Ситников В. С., Алексеев Н. Н., Павлова К. А.* и др. Новейший прогноз и актуализация освоения нефтегазовых объектов вилюйской синеклизы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2017. – Т. 12. № 1. – С. 1–18.

114. *Сластенов Ю. Л.* К стратиграфии нижнеюрских отложений центральной части Приверхоянского прогиба // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. – Новосибирск : ИГиГ СО АН СССР, 1978. – С. 47–55.

115. *Смелов А. П., Котов А. Б., Сальникова Е. Б.* и др. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. – 2012. – Т. 20, № 3. – С. 315–330.

116. *Соболев Н. В., Харькив А. Д., Похиленко Н. П.* Кимберлиты, лампроиты и проблема состава верхней мантии // Геология и Геофизика. – 1986. – № 7. – С. 18–28.

117. *Старосельцев В. С., Герт А. А.* Уточнение количественной оценки ресурсов нефти, газа и конденсата НГП Сибирской платформы по состоянию изученности на 01.01.2009 г. Отчет по договору с ФГУП «ВНИГНИ» от 19.02.2010 г. № ПС-03-34/22, ФГУП «СНИИГГиМС». – Новосибирск, 2012.

118. *Тарабукин В. П., Реймерс А. Н., Нефедова Е. В.* Оценка эрозионного среза кимберлитовых трубок Накынского поля // Отечественная геология. – 2003. – № 6. – С. 84–85.

119. *Тевелев Ал. В., Тевелев Арк. В.* Сдвиговые магматические дуплексы // Тектоника, геодинамика, процессы магмат. и метаморф.: Материалы Тектонического совещ. – М. : Геос, 1999. – С. 189–193.

120. Тектоника Якутии / Я. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев и др. – Новосибирск : Наука, 1975. – 198 с.

121. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М. : МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.

122. *Тесаков Ю. И., Симонов О. И., Ковалевская Е. О.* и др. Силур северо-запада Сибирской платформы. – Новосибирск : Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2002. – 405 с.

123. *Томшин М. Д., Фомин А. С., Корнилова В. П.* и др. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и Геофизика. – 1998. – Т. 39. – С. 1693–1703.

124. *Томшин М. Д., Смелов А. П., Корнилова В. П.* Изучение вещественного состава магматических образований в районе Накынского кимберлитового поля и ксенолитов фундамента в кимберлитовых трубках. ИГАБМ. – Якутск, 2004.

125. *Томшин М. Д., Константинов К. М., Прокопьев А. В.* Среднепалеозойский Вилюйский палеорифт и последовательность магматических событий // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 14. – Иркутск : ИЗК СО РАН, 2016. – С. 277–279.

126. *Томшин М. Д., Похиленко Н. П., Тарских Е. В.* Морфология кимберлитовой трубки и ее взаимоотношение с долеритовой дайкой // Докл. РАН. – 2017. – Т. 477 (5). – С. 600–605.

127. *Томшин М. Д., Копылова А. Г., Константинов К. М.* и др. Базиты вилюйского палеорифта. Геохимия и последовательность становления // Геология и геофизика. – 2018. – Т. 59, № 10. – С. 1503–1518.

128. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Средней Сибири (Таймыр, Сибирская платформа). Объяснительная записка / Под ред. В. С. Волковой, Б. А. Борисова, В. А. Камалетдинова. – Новосибирск : СНИИГГиМС, 2010. – 90 с.

129. *Фрадкин Г. С.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности западной части Вилюйской синеклизы. – М. : Наука, 1967. – 204 с.

130. *Фрадкин Г. С., Болдырев М. В., Гайдук В. В.* и др. Тектоническое положение и природа Вилюйской синеклизы // Геология и геофизика. – 1984. – № 1. – С. 38–50.

131. *Хабаров А. Н.* Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности зоны сочленения Анабарской, Непско-Ботуобинской антеклиз и Вилюйской синеклизы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2020. – Т. 15, № 1.

132. *Цветков Л. Д., Цветкова Н. Л.* Сланцевая нефть России // Вести газовой науки. – 2013. – № 5 (16). – С. 219–230.

133. *Черенкова А. Ф., Черенков В. Г.* Кимберлиты Харамайского поля и глубинные ксенолиты в них. – М. : Геоинформмарк, 2007. – 236 с.

134. *Шабанов Ю. Я., Асташкин В. А., Пегель Т. В.* и др. Нижний палеозой юго-западного склона Анабарской антеклизы (по материалам бурения). – Новосибирск : Наука, 1987. – 207 с.

135. *Шабанов Ю. Я. (ред.).* Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. Т. 1. Стратиграфия. – Новосибирск : ИНГГ СО РАН, 2016. – 497 с.

136. *Шаталов В. И., Тарабукин В. П., Боланев В. С.* и др. Уточнение возраста кимберлитов Накынского поля // Отечественная геология. – 1999. – № 4. – С. 3–4.

137. *Шемин Г. Г.* Геология и перспективы нефтегазоносности венда и нижнего кембрия центральных районов Сибирской платформы (Непско-Ботуобинская, Байкитская антеклизы и Катангская седловина). – Новосибирск : СО РАН, 2007. – 467 с.

138. *Шишкин Б. Б.* К вопросу о стратиграфическом расчленении верхнедокембрийских образований на территории Западного Прианабарья // Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. – Якутск, 1978. – С. 66–75.

139. *Шофман И. Л.* Стратиграфия отложений и изменения растительности антропогена бассейна р. Мархa // Геология и геофизика. – 1977. – № 9.

140. *Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Сальникова Е. Б.* и др. // Докл. РАН. – 2005. – Т. 404, № 3. – С. 400–406.

141. *Agashev A. M., Fomin A. S., Watanabe T., Pokhilenko N. P.* Preliminery Age Determination of Recently Discovered Kimberlites of the Siberian Kimberlite Province, in-Extended Abstracts for the 7th International Kimberlite. – Cape Town, 1998.

142. *Courtillot V., Kravchinsky V. A., Quidelleur X.* et al. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): eruption at the time of Late Devonian extinction events // Earth Planet. Sci. Lett. – 2010. – Vol. 300. – Pp. 239–245.

143. *Cherny S. D., Fomin A. S., Yanygin Yu. T.* et al. Geology and composition of the Nakyn field kimberlite pipes and diamond properties (Yakutia) // 7-th IKC. Cape Town: Extended Abstracts. – 1998. – Pp. 9–10.

144. *Griffin W. L., Natapov L. M., O'Reilly S. Y.* et al. The Kharamai kimberlite field, Siberia: Modification of the lithospheric mantle by the Siberian Trap event // Lithos. – 2005. – Vol. 81. – Pp. 167–187.

145. *Jing Sun, Chuan-Zhou Liu, Sebastian Tappe* et al. Repeated kimberlite magmatism beneath Yakutia and its relationship to Siberian flood volcanism: Insights from in situ U-Pb and Sr-Nd perovskite isotope analysis // Earth and Planetary Science Letters. – 2014. – Vol. 404. – Pp. 283–295.

146. *Kiselev A. I., Ernst R. E., Yarmolyuk V. V.* et al. Radiated rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of eastern Siberian craton // Journal Asian Earth Sci. – 2012. – Vol. 45. – No. 2. – Pp. 1–16.

147. *Polyansky O. P., Prokopiev A. V., Koroleva O. V.* et al. Time correlation between the formation of dike swarms and crustal extension stages in the Middle Paleozoic Vilyui rift basin (Siberian platform) // Lithos. – 2017. – Vol. 282–283. – Pp. 45–64.

148. *Shamshina E. A., Zaitsev A. I.* New age Yakutian kimberlites // Extended Abstraccts Seventh International Kimberlite Conference (Cape Town, Apri), 1998. – Pp. 783–784.

149. *Sylvester A. G.* Strike-slip faults. // Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. – Vol. 100. – Pp. 1666–1703.

150. *Hall P. K.* The diamond fields of Sierra Leone // Geological Survey of Sierra Leone, Bulletin. – 1968. – No. 8.

Фондовая

151. *Алексеев В. В., Немец В. И., Столбков К. П., Кузнецов В. П.* Отчет о геологопоисковых работах на алмазы, проведенных партией № 144 в бассейнах верхнего и среднего течения р. Тюнг и верхнего течения р. Линдэ в 1955–1956 гг. Пос. Нюрба, 1957. Росгеолфонд.

152. *Аммосов А. А., Афанасьев С. Е., Олениус Ю. В.* и др. Информационный отчет о результатах геолого-минерагенического картирования масштаба 1 : 500 000 в юго-западной

части Вилюйской синеклизы на площади листов Q-50-XXXVI; Q-51-121, 133, 134; P-50-12, 24, 36, 48; P-51-I, VII, VIII, XIV; P-51-50, 62 в 1993–1997 гг. Мирный, 1997. Росгеолфонд.

153. *Аммосов А. Д., Истомин Н. П., Мозгов Д. Т.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Игыатта (листы P-50-3-А-б, г; P-50-3-Б-а; Q-50-135-В-б, г; Q-50-135-Г-а, в). Отчет о работе Озерной геолого-съемочной партии за 1970 год. Мирный, 1971. Росгеолфонд.

154. *Аржаков Е. Е., Константинов А. К., Егоров Г. С.* и др. Отчет о результатах проведения общих поисков на алмазы в пределах перспективных участков Верхнеыгыаттинской площади в 2014–2018 гг. Мирный, 2018. Росгеолфонд.

155. *Афанасьев В. П.* Разработка методики районирования алмазоносных территорий по комплексу типоморфных особенностей минералов-индикаторов кимберлитов (на примере Мало-Ботуобинского, Далдыно-Алакитского, Средне-Мархинского и Приленского районов). Мирный, 2002. Росгеолфонд.

156. *Афанасьев В. П.* Локализация невыявленных коренных источников алмазов Сибирской платформы. Новосибирск, 2012. Росгеолфонд.

157. *Афанасьев С. Е., Егоров А. Н., Шаталов В. И.* и др. Отчет о результатах оценочных и разведочных работ с подсчетом запасов строительных материалов для отсыпки дорог, площадок и плотин по месторождениям Дьяхтар, Лиендокит и Челе в районе трубок Нюрбинская и Ботуобинская в 1999–2000 гг. ТКЗ № 513. Мирный, 2000. Росгеолфонд.

158. *Афанасьев С. Е., Копылов Г. Н., Аммосова В. В.* и др. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ с подсчетом запасов строительных материалов для отсыпки дорог, площадок и плотин по месторождению Марха (объект Накынский). Мирный, 2002. Росгеолфонд.

159. *Баташанова Л. В.* Отчет о результатах нефтегазопоискового бурения на Хоргочумской, Нижнехоргочумской и Северо-Тюнгской площадях по объекту «Обобщение и анализ геологических материалов по площадям параметрического и поискового бурения Якутской АССР», 1987. Фонды ЯТГУ.

160. *Баташанова Л. В., Филиппов А. С., Барышева Л. Б.* и др. Обобщение и анализ геологических материалов по площадям параметрического и поискового бурения в Якутской АССР. Отчет о результатах нефтегазопоискового бурения на Бысытыхской и Удачнинской площадях. Якутск, 1989. Росгеолфонд.

161. *Бауэр Е. О., Тараховский В. А., Иост Н. А.* и др. Отчет о результатах комплексной гидрогеологической, инженерно-геологической и геоэкологической съемки масштаба 1 : 200 000 в пределах листов Q-50-XXVII,XXVIII за 1996–2001 гг. (Средне-Мархинская партия). Мирный, 2002. Росгеолфонд.

162. *Бауэр Е. О., Шахурдин А. А., Кочнев В. А.* и др. Отчет о результатах работ по ведению мониторинга подземных вод в районе трубок Ботуобинская, Нюрбинская и прилегающей территории за 2010–2012 гг. Мирный, 2013. Росгеолфонд.

163. *Бауэр Е. О., Янников А. М., Гриков С. В.* и др. Отчет о результатах работ по ведению мониторинга подземных вод в районе трубок Ботуобинская, Нюрбинская и прилегающей территории в 2013–-2015 гг. Мирный, 2016. Росгеолфонд.

164. *Белик Ю. П.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на алмазы в бассейне верхнего и среднего течения р. Ыгыатты за 1953–1956 гг. Пос. Нюрба, 1957. Росгеолфонд.

165. *Белик Ю. П., Медведев А. В., Веденьков И. Ф.* и др. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на алмазы в бассейнах рек Муна и Тюнг за 1968 г. (промежуточный). Пос. Нюрба, 1969. Росгеолфонд.

166. *Белик Ю. П., Ефимов А. О., Свиридов И. Ф.* и др. Отчет о результатах геологопоисковых работ на алмазы Тюнгской партии в бассейне верхнего течения р. Тюнг и в бассейне среднего течения р. Муна за 1969 год. Пос. Нюрба, 1970. Росгеолфонд.

167. *Белик Ю. П., Николаев Л. И., Тимофеев И. И.* и др. Отчет о геолого-геофизических поисковых работах на алмазы Мунской партии, проведенных в бассейнах рек Севернэй, Агэлиндэ, верхнем течении рр. Моторчуна, Улахан-Даалдын и Линдэ в 1973 г. Пос. Нюрба, 1974. Росгеолфонд.

168. *Белик Ю. П., Широченский В. Г., Черкас В. П.* Поиски коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейнах средних течений рек Оленёк и Тюнг. Отчет Оленёкской

партии Амакинской экспедиции о результатах поисковых работ, проведенных в 1985–1987 гг. по Оленёкскому объекту. Пос. Нюрба, 1988. Росгеолфонд.

169. *Белов В. Б., Тимофеев Ю. А., Харитонов В. П., Левченко М. А.* Отчет (промежуточный) о поисково-разведочных работах на алмазы партии № 129 в среднем течении реки Марха (район Энердекской излучины) за 1954 год. Пос. Нюрба, 1955. Росгеолфонд.

170. *Белова А. П., Биджиев Р. А., Берин Э. Т.* и др. Геологическое описание бассейна рр. Мархи и Тюнга в пределах листа Q-50. М., 1953. Росгеолфонд.

171. *Бергман В. С., Галянина М. Н., Гаращук В. М., Лебедева Л. И.* Отчет (промежуточный) о результатах ревизионных поисковых работ в бассейне среднего течения р. Мархи и некондиционной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 в верховьях р. Конончаан и в нижнем течении р. Ньимэлимэ в 1959 г. Пос. Нюрба, 1961. Росгеолфонд.

172. *Бондаренко С. В.* Отчет о выполнении опережающей аэромагнитной съемки масштаба 1 : 10 000 с целью подготовки площадей для проведения поисковых работ на алмазы в Средне-Мархинском и Муно-Тюнгском алмазоносных районах в 2004–2008 гг. (объект Андайский). Мирный, 2008. Росгеолфонд.

173. *Бондаренко С. В., Максимова А. Н., Покровский М. В.* и др. Отчет о проведении высокоточной аэромагнитной съемки в комплексе с наземными детализационными геофизическими работами в пределах Вилюйско-Мархинской минерагенической зоны в 2008–2013 гг. (объект Аэросъемочный). Мирный, 2013. Росгеолфонд.

174. *Боровков В. В., Яныгин Ю. Т.* Отчет о результатах поисков масштаба 1 : 50 000 месторождений алмазов в бассейне верхнего течения р. Ыгыатта (Моркокинский алмазоносный район) в 1988–1990 гг. Т. 1-4. ТФ «Якутскгеология», 1990.

175. *Брахфогель Ф. Ф., Заикин В. В., Козлов И. Т.* Отчет (промежуточный) по результатам поисково-разведочных и поисково-съемочных работ в бассейне среднего течения р. Оленёк партии № 244 в 1958 г. Пос. Нюрба, 1959. Росгеолфонд.

176. *Валуев В. В., Горшенин Ю. Д., Богданова Е. В.* Комплексная обработка геолого-геофизических материалов глубокого бурения на месторождениях и площадях Якутской АССР. (Южно-Сагытайская площадь). Пос. Кызыл-Сыр, 1986. Росгеолфонд.

177. *Васильев А. А., Митюхин С. И., Доброхотова И. А.* и др. Отчет Сорохской партии о результатах магнитной съемки масштаба 1 : 5000 и электроразведочных работ методом электропрофилирования в пределах Далдынского и Мунского кимберлитовых полей за 1984–1987 гг. Мирный, 1987. Росгеолфонд.

178. *Гапоненко Г. И., Гапоненко Г. Н.* Отчет о работе гравиметрической партии № 2 за 1961 г. Пос. Нюрба, 1962. Росгеолфонд.

179. *Гаращук В. М., Розанова Г. М., Червякова А. А.* и др. Геологическое строение бассейна р. Накын (лист Q-50-XXVIII). Отчет о работе партии № 10–11 за 1954 г. (Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000). М., 1955. Росгеолфонд.

180. *Герасимов В. В., Коваленко Н. И., Сафьянников С. В.* и др. Отчет о результатах поисков месторождений алмазов в пределах перспективной площади в бассейне среднего течения р. Тюнг в 2006–2009 гг. (Объект Средне-Салакутский-2). Мирный, 2009. Росгеолфонд.

181. *Гогина Н. И., Багрова З. А., Таскин А. П.* Геологическое строение части бассейна среднего течения р. Мархи. (Часть листа Q-50-XXVII. Отчет о работе партии № 9 за 1954 г.) Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000). М., 1955. Росгеолфонд.

182. *Горбунов А. А., Скляр П. В., Левцова В. Н.* Отчет о поисково-съемочных работах в бассейне р. Муны (Промежуточный отчет партии № 214 за 1956 г.). Пос. Нюрба, 1957. Росгеолфонд.

183. *Горбунов А. А., Моднова Н. И., Харькив А. Д.* Отчет по поисково-разведочным работам партии № 214 в бассейне р. Муны (Промежуточный отчет партии № 214 за 1957 г.). Пос. Нюрба, 1958. Росгеолфонд.

184. *Горбунов А. А., Харькив А. Д., Илупин И. П.* и др. Отчет о поисково-разведочных работах на алмазы, проведенных на территории бассейна верхнего и среднего течения р. Муны (сводный окончательный отчет партии № 214 за 1955–1959 гг.). Пос. Нюрба, 1960. Росгеолфонд.

185. *Горев Н. И.* Прогнозный мониторинг алмазоперспективных территорий и площадей Сибирской платформы с целью обеспечения перспективного и оперативного планирования геологоразведочных работ АК «АЛРОСА» (объект Прогнозный-3). Мирный, 2009. Росгеолфонд.

186. *Горцуев Б. К., Михайлов М. А., Кармишина Г. И.* и др. Геологическое строение бассейна верхнего течения рр. Юллэгийээн и Тююкэн и среднего течения р. Ханньи. Отчет о работе партии № 6 за 1954 г. (Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000). Саратов, 1955. Росгеолфонд.

187. *Граусман В. В.* и др. Отчет по теме: «Корреляция и изучение стратиграфии продуктивных отложений верхнего докембрия и фанерозоя нефтегазоносных районов Якутской АССР» (Заключительный). Фонды ПГО «Ленанефтегазгеология». Якутск, 1983. Росгеолфонд.

188. *Граусман В. В., Жерновский В. П.* и др. Отчет «Изучение разрезов глубоких скважин, расчленение и корреляция их с целью обеспечения стратиграфической основы нефтегазопоисковых работ в ЯАССР». Якутск, 1986, ТГФ, фонды ПГО «Ленанефтегазогеология». Росгеолфонд.

189. *Граусман В. В.* Информационная справка о стратиграфических подразделениях, выделяемых в разрезах рифея, венда и кембрия глубоких скважин Западной Якутии. Якутск, 1989.

190. *Греков С. В.* Отчет о результатах проведенных работ по опытно-промышленной эксплуатации Ботуобинского полигона захоронения высокоминерализованных дренажных вод карьеров трубок Нюрбинская и Ботуобинская в 2011–2016. Мирный, 2016. Росгеолфонд.

191. *Грицик В. В., Грицик Е. П., Гаврилюк И. В.* Геологическое строение бассейнов средних течений рр. Бэкэ, Орловка, Улахан-Мээк и Муны (лист Q-50-II). Отчет о работе партии 242 за 1958 г. (Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000). Пос. Нюрба, 1959. Росгеолфонд.

192. *Грицик В. В.* Окончательный сводный отчет о результатах бурения Мархинской опорной скважины. Пос. Нюрба, 1965. Росгеолфонд.

193. *Дукардт Ю. А., Блажкун Д. В., Леухин В. И.* и др. Геологическое доизучение ранее заснятых площадей масштаба 1 : 200 000, составление и подготовка к изданию листов Q-50-XXIII,XXIV; Q-50-XXVII,XXVIII Государственной геологической карты РФ (новая серия), составление легенд Верхневилюйской и Нижневилюйской серий листов Госгеолкарты-200. Тюкянский объект. Мирный, 2002. Росгеолфонд.

194. *Емельянов В. С., Емельянова С. А., Коробков И. Г.* и др. Отчет по результатам поисковых работ на алмазы на водоразделе рек Ыгыатта–Моркока в пределах Вилюйско-Мархинской зоны разломов (Чагдалинский объект) за 1991–1996 гг. Мирный, 1996. Росгеолфонд.

195. *Емельянов В. С., Емельянова С. А., Иванов А. С.* и др. Отчет по результатам ревизионно-поисковых работ на алмазы в бассейне правобережья р. Мархa на площади, примыкающей к Накынскому кимберлитовому полю в пределах Вилюйско-Мархинской зоны разломов за 1996–2000 гг. (Туорский объект). Листы Q-50–97,98,99,100,101; 109–113, 121-А,Б,В-а,б,Г-а,б, 122-А,Б,В-а,б,Г-а,б, 123-А,Б,В-а,б,Г-а,б; 124–126,136,137. Мирный, 2000. Росгеолфонд.

196. *Емельянов В. С., Коваленко Н. И., Спиридонов В. Н.* и др. Отчет о результатах ревизионно-поисковых и геофизических работ на алмазы в бассейнах рек Даныра, Ханя, Эекит, Ыгыатта в 2000–2004 гг. (Данырский объект). Листы Q-50-37-А-б,в,г, В, Г; 38-А-в,г; Б-в,г, В,Г; 39-А-в,г, Б-в,г; В, Г; 49; 50; 51; 52-В, Г; 53-В, Г; 54-В, Г; 61–66; 74–78; 87–91; 102-А, Б, В; 103-А-а,б,в; Б-а; 124-Г; 125-В; 134-А, В-а,б. Мирный, 2004. Росгеолфонд.

197. *Ефимов А. О., Белик Ю. П., Свиридов И. Ф., Медведев А. В.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на алмазы Тюнгской партии в бассейне среднего течения р. Муна и в бассейне верхнего течения р. Севернэй за 1970 г. Пос. Нюрба, 1971. Росгеолфонд.

198. *Ефимов А. О., Белик Ю. П., Свиридов И. Ф.* и др. Алмазоносность бассейнов среднего и верхнего течений рр. Северной и Кюннюктээх, а также бассейнов правых притоков р. Оленёк: рр. Улахан-Холомсук, Хантасыннаах, Курунг-Юрэх, Артык-Юрэх,

Хайыргастаах, Улахан-Харамачыын (Отчет Муйской партии за 1971 г.). Пос. Нюрба, 1972. Росгеолфонд.

199. *Ефимов Ф. Г.*, *Иннокентьев И. А., Копылов Г. Н.* и др. Отчет о результатах проведения поисковых и оценочных работ на общераспространенные полезные ископаемые для поддержания дорожной одежды временного технологического проезда «Удачный – месторождение Верхне-Мунское» в 2018–2020 гг. Мирный, 2020. Росгеолфонд.

200. *Жарницкий А. Я., Санников С. Л., Коваленко Н. И.* и др. Отчет о результатах поисков месторождений алмазов в пределах перспективной площади на междуречье Накын–Тюкян в 2006–2009 гг. (объект Тенкеляхский-1). Мирный, 2009. Росгеолфонд.

201. *Жерновский В. П., Ситников В. С., Колтина Е. Ю.* и др. Обобщение результатов геологоразведочных работ на нефть и газ в зоне ВСТО и мониторинг законсервированных скважин Республики Саха (Якутия) за 2013–2014 гг. Якутск, 2014. Росгеолфонд.

202. *Жирков Е. Е.* Гидрогеологические и инженерно-геологические условия Лено-Вилюйского междуречья в пределах листов Q-50-В,Г; Q-51-В,Г; Q-52-В; Р-50-А,Б; Р-51-А,Б; Р-52-А,Б,В. Якутск, 1975.

203. *Жукова Л. И., Борисов А. А., Голубев А. А.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, выполненной на Тюнгской площади в 1993–1995 гг. Якутск, 1995. Росгеолфонд.

204. *Жуков К. А.* Мониторинг текущего состояния ГРР в Распределенном и Нераспределенном фонде недр, обобщение результатов и анализ состояния локализованных ресурсов нефти, газа и конденсата территории Сибирского федерального округа и Республики Саха (Якутия), разработка рекомендаций геологоразведочных исследований по перспективным направлениям на углеводородное сырье. 2015. Росгеолфонд.

205. *Заикина В. Г., Султанова Т. Ф.* Отчет о поисково-разведочных работах на алмазы в бассейне среднего течения р. Мархи (Отчет партии № 42 за 1956 г.). Пос. Нюрба, 1957. Росгеолфонд.

206. *Захаров С. А., Килижеков Ю. К., Егоров Г. С.* и др. Отчет о результатах проведения поисковых работ на алмазы в пределах перспективной площади в бассейнах рр. Верхний, Средний и Малый Салакут в 2009–2014 гг. (объект Средне-Салакутский-3). Мирный, 2014. Росгеолфонд.

207. *Захаров С. А., Егоров Г. С., Коваленко Н. И.* и др. Отчет о результатах проведения поисковых работ на алмазы в пределах Нижне-Накынского лицензионного участка в 2013–2016 гг. (Объект Нижне-Накынский-3). Мирный, 2016 г. Росгеолфонд.

208. *Ивлиев К. А., Кружалова Е. Ф.* Отчет по геологической съемке и аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-50-105-В,Г; -106-В,Г; -107-В; 117,118; 119-А,В; 129-А, Б; 130-А; по работам Средне-Тюкянской партии в 1978–1983 гг. Пос. Нюрба, 1983. Росгеолфонд.

209. *Израилев Л. М., Гордин В. А., Горшкова Е. Р.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на алмазы на участке Улахан-Далдын за 1976–1978 гг. М., 1978. Росгеолфонд.

210. *Израилев Л. М., Гордин В. А., Горшкова Е. Р.* и др. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в пределах листов: Q-50-33-В.Г; -34-В,Г; -45-А,Б,В,Г; -46-А,Б,В,Г; -57-А,Б; -58-А,Б за 1976–1980 гг. М., 1980. Росгеолфонд.

211. *Кашетина И. П., Гапотченко П. И., Морозова Н. Е.* и др. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 10 000 на Муно-Тюнгском междуречье и в бассейнах рек Линде, Далдын, Тюнг в 2004–2008 гг. (объект Восточный). Пос. Айхал, 2008. Росгеолфонд.

212. *Кедрова Т. В., Богуш И. Н.* Заключение по теме: «Анализ распределения минералогических и оптико-спектроскопических параметров алмазов в плане россыпи Нюрбинская. НИГП «АЛРОСА». Мирный, 2016. Росгеолфонд.

213. *Килижеков О. К., Разумов А. Н., Сыромолотова Н. А.* и др. Отчет о результатах поисков коренных месторождений алмазов в Накынском кимберлитовом поле в 2004–2006 гг. Объект Промышленный-2. Мирный, 2006. Росгеолфонд.

214. *Князьков А. П., Пелецкий М. Н., Серов И. В.* и др. Отчет о результатах поисковых работ I этапа на алмазы на правобережье р. Мархa в пределах Вилюйско-Мархинской

кимберлитоконтролирующей зоны глубинных разломов в 2006–2010 гг. (объект Правобережный). Мирный, 2010. Росгеолфонд.

215. *Князьков А. П., Егоров Г. С., Бондаренко С. В.* и др. Результаты поисковых работ на алмазы на правобережье р. Марха в пределах Вилюйско-Мархинской кимберлитоконтролирующей зоны глубинных разломов в 2006–2011 гг. (объект Правобережный). Мирный, 2011. Росгеолфонд.

216. *Константинов А. К., Жарницкий А. Я., Валентинова М. А.* и др. Отчет о результатах проведения поисковых работ на алмазы в пределах Верхнеыгыаттинской площади в 2011–2014 гг. (объект Правобережный-1). Мирный, 2014. Росгеолфонд.

217. *Константинов А. К., Жарницкий А. Я., Герасимов В. В.* и др. Отчет о результатах проведения поисковых работ на алмазы в пределах Вилюйско-Мархинской минерагенической зоны в бассейне среднего течения р. Ыгыатта в 2013–2015 гг. (объект Хампинский-1). Мирный, 2015. Росгеолфонд.

218. *Копырин Г. В., Саввинов А. И.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ ОПИ в бассейне р. Верхняя Муна в 2012–2014 г. Мирный, 2014. Росгеолфонд.

219. *Коробов Д. С., Беллер Г. А., Бессонов А. Н.* и др. Геологическое строение района нижнего течения р. Моркоки (части листов Q-50-XXV,XXVI). Отчет о работе партии № 2 за 1953 год. (Материалы к Государственной геологической карте Союза ССР Масштаба 1 : 200 000. Саратов, 1954. Росгеолфонд.

220. *Краснов В. И., Краевский Б. Г., Шишкин Б. Б.* и др. Эталонные разрезы и межсерийные корреляционные схемы верхнего докембрия и фанерозоя Сибири с целью совершенствования легенд для Государственного геологического картирования масштабов 1 : 200 000 и 1 : 1 000 000. Новосибирск, 2000. Росгеолфонд.

221. *Крючков А. И., Федоров П. Т., Колесников Н. А.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы на междуречье Ханнья–Тюнг в бассейнах верхних течений рек Накын, Конончаан, Чилии и нижнего течения р. Ханнья. Пос. Нюрба, 1975. Росгеолфонд.

222. *Кутейников Е. С., Кривулин К. П., Тищенко С. В., Скарзов И. М.* Геологическое строение бассейна верхнего течения реки Тюнг (лист Q-50-XVII). Отчет о работе партии № 7–8 за 1955 г. Материалы к Государственной геологической карте Союза ССР масштаба 1 : 200 000. М., 1956. Росгеолфонд.

223. *Лазебник А. П., Павлов В. А., Маршалова А. Н.* и др. Результаты поисков перспективных участков на гидроминеральное сырье в Далдыно-Алакитском и прилегающих к нему алмазоносных районах в 1988–1991 гг. Пос. Айхал, 1991. Росгеолфонд.

224. *Ларионов Ю. Н., Гуменюк А. А., Колотущенко Л. Д.* и др. Отчет по результатам параметрического и поискового бурения на Западно-Тюнгской и Багадянской площадях (Раздел объекта: «Комплексная обработка геолого-геофизических материалов глубокого бурения на месторождениях и площадях Якутской АССР»). Якутск, 1985. Росгеолфонд.

225. *Лейбович Н. А., Иванова Т. Н., Лясоцкий Б. К.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 на Мунской площади за 1982–1983 гг. Якутск, 1984. Росгеолфонд.

226. *Лоджевская М. И.* и др. Отчет по теме «Уточнение количественной оценки ресурсов нефти газа и конденсата РФ, субъектов федерации и крупных нефтегазоносных регионов по состоянию на 01.01.2009 г.». Альбом ЭУ. ЯНАО.

227. *Максимкина Л. В.* Отчет о результатах структурных геофизических работ на территории Накынского кимберлитового поля и прилегающих площадей в 2007–2009 гг. АК «АЛРОСА» (ЗАО), Мирный, 2009. Росгеолфонд.

228. *Мальцев М. В., Килижеков О. К., Никитин В. В.* и др. Отчет о результатах проведения мелкомасштабных поисковых работ на алмазы в бассейнах верхних течений рр. Чилли и Конончан в 2009–2013 гг. (Объект Конончанский). Лицензия ЯКУ 03067 КП. Мирный, 2013. Росгеолфонд.

229. *Масленникова Э. А., Малышева Е. Н., Разумов А. Н.* и др. Отчет о результатах поисков месторождений алмазов в пределах перспективных участков Накынского кимберлитового поля и прилегающих площадей в 2003–2007 гг. (объект Нижне-Накынский). Мирный, 2007. Росгеолфонд.

230. *Масленникова Э. А., Килижеков О. К., Егоров Г. С.* и др. Отчет о результатах поисков месторождений алмазов в пределах Накынского кимберлитового поля в 2010–2013 гг. (объект Нижне-Накынский-2). Мирный, 2013. Росгеолфонд.

231. *Масайтис В. Л., Трушков Ю. Н., Михайлов М. В.* и др. Металлогения золота и карта прогноза золотоносности Юго-Западной Якутии в масштабе 1 : 500 000. Прогнозная оценка перспектив россыпной золотоносности Западной Якутии (Вилюйская синеклиза и ее обрамление). Якутск, 1970. Росгеолфонд.

232. *Михайлов М. В., Плотникова М. И., Сарсадских Н. Н.* Составление прогнозных карт масштаба 1 : 500 000 Центральной группы районов Якутской а/н провинции. 1977. Росгеолфонд.

233. *Мишнин В. М., Бадарханов Ю. Н., Болознев В. И.* Составление прогнозно-металлогенической карты Западной Якутии масштаба 1 : 500 000. Якутск, 1985. Росгеолфонд.

234. *Молчанов Ю. Д., Шаталов В. И., Дукардт Ю. А.* и др. Изучение структуры осадочного чехла междуречья Хання–Накын в предполагаемых контурах Накынского кимберлитового поля за 1996–2000 гг. (Дяхтарский объект). Мирный, 2000. Росгеолфонд.

235. *Морозова Н. Е., Широченский В. Г., Хмельков А. М.* и др. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки масштабов 1 : 25 000 и 1 : 10 000 и комплексных исследований перспектив алмазоносности в бассейнах рек Муна, Мунакан, Кююленке и Хахчан в 1995–2000 гг. Пос. Айхал, 2000. Росгеолфонд.

236. *Морозова Н. Е., Гапотченко П. И., Охлопков В. И.* Обобщение и анализ результатов аэрогеофизических исследований с целью выявления факторов структурно-тектонического контроля кимберлитового магматизма на севере Якутской алмазоносной провинции в 2010–2016 гг. (Объект Аэрогеофизический-тематический). Пос. Айхал, 2016. Фонды Республики Саха (Якутия).

237. *Музыка Г. М., Скоробутов Г. С.* Результаты поисковых работ на фосфориты и серный колчедан, проведенных в среднем течении р. Мархи (Отчет о работе партии за 1964–1965 гг.). Пос. Нюрба, 1965. Росгеолфонд.

238. *Немец В. И., Алексеев В. В.* Отчет (промежуточный) о поисках на алмазы в бассейне верхнего и среднего течения р.Тюнг партии № 144 в 1954 г. Пос. Нюрба, 1955. Росгеолфонд.

239. *Немец В. И., Столбков К. П.* Отчет (промежуточный) о геолого-поисковых работах на алмазы, проведенные партией № 144 в бассейнах верхнего и среднего течения р. Тюнг и верхнего течения рек Линдэ и Мунакан в 1957–1959 гг. Пос. Нюрба, 1959. Росгеолфонд.

240. *Немец В. И.* Результаты поисковых работ на алмазы в бассейне среднего и верхнего течения реки Тюнг (сводный отчет о работе партии № 144 за 1952–1959 гг.). Пос. Нюрба, 1961. Росгеолфонд.

241. *Немец В. И., Петров О. Н.* Отчет о результатах маршрутных поисковых работ на алмазы Моторчунской партии в бассейнах среднего и нижнего течения р. Муны и нижнего р. Моторчуны в 1961. г. Пос. Нюрба, 1962. Росгеолфонд.

242. *Никитин В. В., Килижеков О. К., Масленникова Э. А.* и др. Отчет о результатах поисков месторождений алмазов в пределах Нижне-Накынской площади в 2008–2011 гг. (объект Южно-Накынский). Мирный, 2011. Росгеолфонд.

243. *Николаев А. В., Ивлиев К. А., Покровский М. В.* и др. Отчет о результатах поисковых работ, проведенных в Муно-Тюнгском и Средне-Мархинском алмазоносных районах на северо-западном борту Вилюйской синеклизы в 1992–2000 гг. (Разломный объект). 2000. Росгеолфонд.

244. *Николаев А. В., Коваленко Н. И., Герасимов В. В.* и др. Отчет о результатах общих поисков на алмазы в бассейне правобережья среднего течения р.Тюнг в пределах листов Q-50-67–72, 79–84 в 2000–2005 гг. (Объект Средне-Салакутский). 2005. Росгеолфонд.

245. *Николаев Л.И., Николаева С. Г.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ Нижне-Тюнгского отряда за 1972 г. Пос. Нюрба, 1973. Росгеолфонд.

246. *Николаев Л. И., Тимофев И. И., Коптиль В. И., Свиридов О. Ф.* Отчет о геолого-поисковых работах на алмазы Хахчанской партии, проведенных в бассейнах рек Хахчаан, Кююлээнкэ, Мунакаан и Линдэ в 1974–1975 годах. Пос. Нюрба, 1976. Росгеолфонд.

247. *Осипов Ю. А., Сметанин Р. Д., Егоров М. Е.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-50-115-Б-в, г; Г; 116; 126-Г; 127; 128 по работам Мархинской партии (Икээ-Кононченский объект) в 1975–1981 гг. Пос. Нюрба, 1982. Росгеолфонд.

248. *Осташкин И. М., Егорова М. Н., Осташкина В. И.* и др. Отчет по космофотогеологическому картированию масштаба 1 : 500 000 в пределах алмазоносных районов центральной части Якутской АССР (на части листов: R-50, 51, 52; Q-49, 50, 51; P-49, 50) за 1978–1980 гг. М., 1981. Росгеолфонд.

249. *Отнюков Н. И.* и *Шинков А. Ф.* Геология, геоморфология и перспективы алмазоносности бассейна верхних течений рек Тююкен и Чилии. (Промежуточный отчет поисково-съемочного отряда партии № 42 за 1956 г.). Пос. Нюрба, 1957. Росгеолфонд.

250. *Отнюков Н. И., Родионов Н. Т., Ганин В. А., Кузнецов В. П.* Геология, геоморфология и перспективы алмазоносности бассейнов верхнего и среднего течения р. Ханньа и верхних течений рек Тююкэн и Чилии. (Окончательный отчет о поисково-съемочных работах отряда партии № 42 и партии 245 за 1956–1957 гг.). Пос. Нюрба, 1958. Росгеолфонд.

251. *Петров О. Н., Сметанин Р. Д., Фолисевич М. Я.* и др. Материалы к Геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение бассейнов среднего течения рек Конончана, Чилии, Тююкэна и Тюнга. Листы: Q-50-XXIX,XXX,XXXV,XXXVI (отчет по групповой геологической съемке, проведенной Тююкэнской партией в 1976–1980 гг.). Пос. Нюрба, 1980. Росгеолфонд.

252. *Петров В. И., Михалюк Г. М., Мельников В. В.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах реки Накын и верхнего течения рек Конончаан и Иккэ за 1980–1983 гг. (Мархинский объект). Пос. Нюрба, 1983. Росгеолфонд.

253. *Пищальников В. И., Егоров М. Е., Сметанин Р. Д.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-50-102; 103; 114; 115-А, Б-а, б, В по работам Накынской партии в 1982–1986 гг. Пос. Нюрба, 1986. Росгеолфонд.

254. *Попов И. П., Пищальников В. И., Дядюх В. Н.* и др. Отчет о результатах работ по проверке рекомендаций по прогнозу кимберлитовых полей в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе и на сопредельных площадях в 1997–2001 гг. Пос. Айхал, 2001. Росгеолфонд.

255. *Прокопчук Б. И., Колобова Н. И., Клейменова С. Ф.* и др. Геологическое описание бассейнов верховья р. Севернэй и среднего течения р. Муны (лист Q-50-V). М., 1958. Росгеолфонд.

256. *Поспеев А. В., Климентьев К. Б., Егошин А. А.* и др. Комплексные геофизические работы – сейсморазведка, электроразведка, гравиметрия, геохимия, аэромагнитометрия на Олгуйдахской площади (Мирнинский, Сунтарский, Нюрбинский районы (улусы) Республики Саха (Якутия) за 2012–2014 гг. Якутск, 2014. Росгеолфонд.

257. *Пыжьянов С.А., Боланев В.С., Спиваков С.В.* и др. Отчет о результатах поисков коренных и россыпных месторождений алмазов на водоразделе рр. Хання–Накын в 2000–2004 гг. Листы Q-50-103-В-в; 115-А-а. Объект Промышленный. Мирный, 2004. Росгеолфонд.

258. *Рукавишников В. М., Храмцов А. А., Жандалинов В. М.* и др. Отчет о результатах глубинного доизучения площади масштаба 1 : 50 000 (ГДП-50) и общих поисков в Средне-Мархинском алмазоносном районе на площади листов: Q-50-91-Г-вг; 92-В-вг, Г-вг; 102-Г; 103-А-бг, Б, В, Г; 104-А, Б, В, Г-аб; 114-А, Б, В, Г; 115-А, Б, В-аб по работам Накынской партии в 1995–2001 гг. Мирный, 2001. Росгеолфонд.

259. *Саблуков С.М., Саблукова Л. И.* Отчет «Изучение минералогических особенностей разновозрастных терригенных отложений россыпи «Нюрбинская» с целью выявления признаков присутствия неизвестных кимберлитовых источников» ООО ИНПК «РУСГЕО», Москва, 2011. Росгеолфонд.

260. *Саблуков С. М., Саблукова Л. И.* Отчет «Изучить характер воздействия интрузии базитов на кимберлиты зоны экзоконтакта трубки Нюрбинская на горизонтах –50–95 м для повышения эффективности добычных и обогатительных работ». М., 2014. Росгеолфонд.

261. *Салихов Р. Ф., Тюрин Ф. Ф., Павленко И. Я.* и др. Отчет о результатах опытно-промышленной разработки Верхне-Мунского месторождения алмазов с целью отработки технологии обогащения руд и уточнения параметров запасов в 2011–2014 гг. с подсчетом запасов алмазов по состоянию на 01.07.2015 г. (Объект Верхне-Мунское месторождение). Пос. Айхал, 2015. Росгеолфонд.

262. *Салихов Р. Ф., Кулешова И. Л., Яковлев Г. М.* и др. Отчет о результатах проведения поисково-оценочных работ на общераспространенные полезные ископаемые на водоразделе рек Оленёк и Марха, в верховьях рек Арга-Тюнг и Эекит в 2015 г. (Объект Строительный-XIV). Лицензия ГКГ 00883 ГП. ЭКЗ № 411. Пос. Айхал, 2015.

263. *Салютин В. Г.* Отчет (промежуточный) по результатам геолого-поисковых работ в бассейне среднего течения реки Мархи (исполнитель работ – партия № 40). Пос. Нюрба, 1956. Росгеолфонд.

264. *Сафьянников Ю. В., Макась Л. И., Гринин А. П.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Ыгыатта (листы Q-50-133-В; Q-50-133-Г-а, в; Q-49-144-Г-б, г.). Отчет о работе Ыгыаттинской геологосъемочной и поисковой партии за 1968 год.). Мирный, 1969. Росгеолфонд.

265. *Сафьянников Ю. В., Галкина Н. А., Макась Л. И.* и др. Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Еркютэй и правобережья р. Ыгыатта в районе ее притока р. Былабыл-Сиаина. (Листы Q-50-133-Г-б,г; Q-50-134-В-а,в; Р-50-1-Б,б,г; Р-50-2-А-а,в). Отчет о работе Средне-Ыгыаттинской партии за 1969 г. (Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 50 000). Мирный, 1970. Росгеолфонд.

266. *Сафьянников Ю. В., Макась Л. И.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Ыгыатта (листы Q-50-134-В-б, г; Q-50-134-Г; Q-50-135-В, в). Отчет о работе Средне-Ыгыаттинской партии за 1970 год. Мирный, 1971. Росгеолфонд.

267. *Селиванова В. В., Истомин В. А., Иванов Г. А.* и др. Опытно-методические работы по применению дистанционных методов при поисках коренных источников алмазов в бассейнах рек Линде и Хахчан за 1990–1993 гг. М., 1993. Росгеолфонд.

268. *Серов В. П., Тюрин Ф. Ф., Кобылкина В. М.* и др. Отчет о результатах разведки кимберлитовых трубок Верхне-Мунского поля (тр. Заполярная, Новинка, Комсомольская–Магнитная, Поисковая) в 2001–2006 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.09.2006 г. Пос. Айхал, 2006. Росгеолфонд.

269. *Сибирцев Ю. М., Егорова М. Н., Рыбченков В. Н.* и др. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на листах Q-50-30-В,Г; -31-В, Г; -32-В, Г; Q-50-42-А, Б, В, Г; -43-А, Б, В, Г; -44-А, Б, В, Г; Q-50-54-А (а, б), Б (а, б); Q-50-55-А (а, б), Б (а, б); Q-50-56-А (а, б), Б (а, б). за 1974–1978 гг. М., 1978. Росгеолфонд.

270. *Скульский В. Д., Швецов Б. Н., Салютин В. Г.* Промежуточный отчет о поисковых работах на алмазы в бассейне среднего и верхнего течения р. Мархи и нижнего течения р. Маркоки в 1954 г. (отчет о работе партий № 40 и 167). Пос. Нюрба, 1955. Росгеолфонд.

271. *Скульский В. Д., Гаращук В. М., Галянина М. Н.* и др. Результаты поисково-разведочных работ на алмазы в бассейне среднего течения р. Мархи (сводный отчет по работам партии № 129 за 1951–1959 гг.). Пос. Нюрба, 1963. Росгеолфонд.

272. *Скундин В. С., Азарова В. Г., Борисова Т. П.* и др. Геологическое доизучение в масштабе 1 : 200 000 на листах: R-49-XXXV,XXXVI; R-50-XXXI; Q-49-V,VI,XI,XII; Q-50-I,VII (партия № 3, за 1975–1980 гг.). М., 1980. Росгеолфонд.

273. *Софьянникова В. С., Богданова Е. В., Ушакова О. В.* Отчет о результатах параметрического бурения на Тюкян-Тюнгской площади по объекту: «Изучение возможностей использования материалов дистанционных съемок для решения задач нефтегазовой геологии в ЯАССР». 1988. Росгеолфонд.

274. *Софьянникова В. С., Богданова Е. В., Ушакова О. В.* Результаты параметрического и поискового бурения на Средне-Мархинской, Малыкайской и Меикской площадях по объекту: «Изучение возможности использования материалов дистанционных съемок для решения задач нефтегазовой геологии в Якутской АССР». 1989. Росгеолфонд.

275. *Софьянникова В. С.* Отчет о результатах параметрического и поискового бурения на Эйикской, Ханнинской, Онкучахской и Мархинско-Андойской площадях по теме «Обобщение и анализ геолого-геофизических материалов по площадям параметрического

и поискового бурения на территории Республики Саха (Якутия). Пос. Кызыл-Сыр, 1994. Фонды ЯТГУ.

276. *Степанов Е. А., Килижеков О. К., Сыромолотова Н. А.* и др. Отчет с подсчетом запасов по результатам разведки коренного месторождения алмазов кимберлитового тела «Майское» в 2011–2015 гг. (Объект Майский). Ботуобинская ГРЭ, ОАО «АЛРОСА». Мирный, 2015. Росгеолфонд.

277. *Степанов Е. А., Сыромолотова Н. А.* Отчет о результатах проведения оценочных работ по третьей очереди погребенной россыпи Нюрбинская в 2012–2016 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2017 г. (объект Россыпной-Б) с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2017 г. АК «АЛРОСА», ПАО «АЛРОСА-Нюрба», Ботуобинская ГРЭ. Мирный, 2016. Росгеолфонд.

278. *Степанов Е. А., Цырендоржиева М. В., Сыромолотова Н. А.* и др. Отчет о результатах проведения оценочных работ по третьей очереди погребенной россыпи Нюрбинская в 2012–2016 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2017 г. ТКЗ № 463. Мирный, 2017. Росгеолфонд.

279. *Сусов М. В., Бобринский Н. Н., Гаркуша С. А., Осташкин И. М.* Геологическое строение бассейнов верхнего течения рек Тюнга, Тюнгкээна и Ханньи (лист Q-50-XV). Отчет партии № 8 за 1956 г. (Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000). М., 1957. Росгеолфонд.

280. *Сухов С. С.* Геологический отчет о результатах работ «Прогноз распространения и определение основных закономерностей строения рифовых систем кембрия Восточной Сибири с целью подготовки поисковых объектов на нефть и газ». СНИИГГиМС, 2007.

281. *Сыромолотова Н. А., Разумов А. Н., Жакова В. И.* и др. Отчет о результатах поисков месторождений алмазов в пределах перспективных участков Накынского кимберлитового поля в 2007–2010 гг. (объект Нижне-Накынский-1). Мирный, 2010. Росгеолфонд.

282. *Сычевская Т. М.* «Составление гидрогеологической карты Республики Саха (Якутия) масштаба 1 : 1 500 000», Якутск, 2016.

283. *Тарских Е. В., Яхин Ш. М.* и др. Отчет о результатах разведки глубоких горизонтов трубки Нюрбинская в 2007–2013 гг. с подсчетом запасов по трубкам Ботуобинская, Нюрбинская и связанным с ними одноименными россыпям (по состоянию на 01.01.15 г.). Мирнинская ГРЭ, АК «АЛРОСА», Мирный, 2015. Росгеолфонд.

284. *Тимофеев Ю.А. и Харитонов В. П.* Геологический отчет с подсчетом запасов алмазов на Энердекском дражном полигоне в среднем течении реки Мархи. Партия № 129. Пос. Нюрба, 1955. Росгеолфонд.

285. *Тимофеев А. А., Егорова М. Н., Сибирцева Н. Б.* Геологическое дешифрирование материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выявления поисковой значимости отдешифрированных объектов и составление геолого-минерагенической карты масштаба 1 : 500 000 в пределах алмазоносных районов центральной части ЯАССР (части листов Q-50,51; R-50,51) за 1980–1984 гг. М., 1984. Росгеолфонд.

286. *Ушакова О. В., Богданова Е. В.* Обобщение и анализ геолого-геофизических материалов по площадям параметрического и поискового бурения на территории Республики Саха (Якутия). Кызыл-Сыр, 1996. Росгеолфонд.

287. *Федоров П. Т., Гаращук В. М., Колесников Н. А.* и др. Отчет о результатах поисков коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейнах верхних течений рек Конончаан и Чилии и в среднем и нижнем течении р. Моркока за 1973 год. Пос. Нюрба, 1974. Росгеолфонд.

288. *Федоров П. Т., Колесников Н. А., Петрова Н. Д.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на алмазы, проведенных в бассейнах верхних течений рр. Конончаан и Чилии за 1975–1977 гг. Пос. Нюрба, 1977. Росгеолфонд.

289. *Федоров П. Т., Бурцев Н. Н., Коптиль В. И., Биленко Ю. М.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах рек Тююкэн и Чилии за 1977–1979 гг. Пос. Нюрба, 1979. Росгеолфонд.

290. *Федоров М. Я., Симоненко В. И., Белов Е. Н.* и др. Отчет о результатах работ по подготовке площади листов Q-50-67–71,72-А,В, 78-Б, 79–83, 84-А,В, 91-В,Г, 92–95, 96-А

(бассейн рек Тюнг, Тюкан и Тюнгкян) для производства ГС-50 и ГГК-50 в 1996–1998 гг. (Салакутский объект). Пос. Нюрба, 1998. Росгеолфонд.

291. *Федоров А. А.* Проведение комплекса геологоразведочных работ на подземные воды в с. Ботулу Верхневилюйского района (отчет с подсчетом запасов подземных вод Ботулунского УППВ по состоянию на 01.07.2016 г.). Якутск, 2016. Росгеолфонд.

292. *Фомин А. С., Федоров А. А., Кулагин С. С.* и др. Геологическое изучение (поиск и оценка) алмазов на участке Муно-Оленёкский (Муно-Оленёкское междуречье). Новосибирск, 2015. Росгеолфонд.

293. *Хачатурян Р. О., Мартынюк Н. В., Макаров В. В.* и др. Отчет о результатах мелко- и среднемасштабных поисковых работ на алмазы в пределах перспективных участков в бассейне р.Тюнгкян и на левобережье р.Тюнг в 2009–2013 гг. Объект Мастахский. 2013. Росгеолфонд.

294. *Хмельков А. М., Мартынюк Н. В., Пирогов С. А.* и др. Отчет о результатах поисков коренных месторождений алмазов на Тюнг-Линденском междуречье в 2004–2007 гг. Пос. Айхал, 2007. Росгеолфонд.

295. *Храмцов А. А., Коваленко Н. И., Богданов А. Г.* и др. Отчет о результатах поисков месторождений алмазов в пределах перспективной площади в верховьях р. Накын в 2005–2008 гг. (Тенкеляхский объект). Мирный, 2008. Росгеолфонд.

296. *Храмцов А. А., Егоров Г. С., Бондаренко С. В.* и др. Отчет о результатах проведения мелкомасштабных поисковых работ на алмазы в пределах Вилюйско-Мархинской минерагенической зоны на площади междуречья Вилюй–Марха в 2008–2012 гг. (объект Хампинский). Мирный, 2012. Росгеолфонд.

297. *Цейдлер Н. А.* Геологическое строение бассейна среднего течения рр. Муны, Мунакаана и Северной (лист Q-50-VI). Отчет о работе партии № 8 за 1957 год. М., 1958. Росгеолфонд.

298. *Черенков В. Г., Бененсон А. В., Левитан М. М.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и поисках месторождений полезных ископаемых в бассейнах р. Вилюй и нижнего течения р. Кочечумо. Листы Q-47-XXIX-XXX, Q-48-XXI,XXII, XXIII,XXIV,XXV,XXVI,XXVII,XXVIII,XXIX,XXX. Партия № 6, 1972–1976 гг. М., 1976. Росгеолфонд.

299. *Шамшина Э. А., Тарабукин В. П., Митюхин С. И.* Геохронология кимберлитовых магматитов Далдыно-Алакитского района. Отчет за 1993–1998 гг. Якутск, 1999. Росгеолфонд.

300. *Шаталов В. И., Яныгин Ю. Т., Молчанов Ю. Д.* и др. Перспективно-прогнозная оценка алмазоносности Средне-Мархинского и Муно-Тюнгского районов за 1993–1997 гг. 1997 г. Росгеолфонд.

301. *Шаталов В. И., Яныгин Ю. Т., Дукардт Ю. А.* и др. Структурно-тектоническое и геолого-минерагеническое районирование Вилюйско-Мархинской зоны в междуречье Ыгыгатта–Марха–Тюнг в целях локализации площадей, перспективных на выявление месторождений алмазов за 2001–2005 гг. (Ыгыатто-Тюнгский объект). Мирный, 2005. Росгеолфонд.

302. *Швыряев Ю. Т., Швыряева В. В., Сивохо Н. Д.* Геологическое строение бассейна рек Иэсээк, Ньимэлимэ, Конончаан (лист Q-50-XXXIV). Отчет о работе партии № 12 за 1955 год. Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000. М., 1956. Росгеолфонд.

303. *Швыряев Ю. Т., Швыряева В. В., Рабинович Л. А.* Геологическое строение бассейна среднего течения реки Оленёк (лист Q-50-III). Отчет по работе партии № 1 за 1956 г. Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000. М., 1957. Росгеолфонд.

304. *Широченский В. Г.* Отчет о результатах геолого-минерагенических работ масштаба 1 : 100 000 в бассейнах рек Муна, Тюнг, Марха, Вилюйкан, проведенных в 1989–1991 гг. по Ревизионному объекту. Айхал, 1991, Фонды АмГРЭ.

305. *Широченский В. Г., Хмельнов А. М., Машталярчук Д. Д.* и др. Отчет о поисках коренных месторождений алмазов в бассейнах верхнего и среднего течения р. Муны и р. Оленёк (район Маакской петли) за 1993–1996 гг. (Мунский объект). Пос. Айхал, 1996. Росгеолфонд.

306. *Эринчек Ю. М., Мильштейн Е. Д., Салтыков О. Г.* Структура среднепалеозойского Вилюйско-Мархинского дайкового пояса (Сибирская платформа) // Докл. РАН. – 1998.– Т. 359, № 2.– С. 231–234.

307. *Ягнышев Б. С.* Объяснительная записка к геохимической основе ГК-1000/3 на листы Q-49,50. Якутск, 2002.

308. *Ян-жин-шин В. А., Альховик Т. С., Бакулина Н. Т.* и др. Стратиграфические схемы позднего докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя Западной Якутии, силура и девона Восточной Якутии. Совершенствование легенд Госгеолкарты-200. Подготовка стратиграфических схем позднего докембрия и фанерозоя Западной Якутии за 2000–2001 гг. Якутск, 2002. Росгеолфонд.

309. *Яныгин Ю. Т., Пелецкий М. Н., Серов И. В.* и др. Отчет о результатах проведения прогнозно-минерагенических исследований на алмазы в пределах Вилюйско-Мархинского лицензионного участка в 2009–2010 гг. (объект Вилюйско-Мархинский региональный). Мирный, 2010. Росгеолфонд.

310. *Плотникова М. И., Кардопольцева О. И., Салтыков О. Г.* и др. Мезозойские и кайнозойские промежуточные коллекторы алмазов восточной части Сибирской платформы. Л., 1961. Росгеолфонд.

311. *Черенков В. Г., Корнилова В. П., Голубева Ю. Ю., Герасимова М. В.* Базиты Вилюйско-Мархинского дайкового пояса (Вилюйский палеорифт) и их соотношения с кимберлитами Накынского поля // Руды и металлы. – 2021. – № 4. – С. 85–107.

312. *Агашев А. М., Похиленко Н. П., Толстов А. В.* Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Докл. РАН. – 2004. – Т. 399. – № 1. – С. 95–99.

313. *Большиянов Д. Ю.* и др. Колебания уровня моря и формирование ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития. М., Изд-во МГУ, 2009.

314. *Fedorenko V., Czamanske G., Zen'ko T. and oth.* Field and geochemical studies of the melilite-bearing Arydzhangsky suite, and an overall perspective on the Siberian alkaline ultramafic flood-volkanic rocks. Intern.Geol.Rev. – 2000. Vol. 42. – Pp.769–804.

315. *Agashev A. M., Watanabe T., Budaev D. A, Pokhilenko N. P., Fomin A. S., Maehara K., Maeda J.* Geochemistry of kimberlites from the Nakyn field, Siberia: evidence for unique source composition // Geology. – 2001. – Vol. 29, № 3. – P. 267–270.

316. *Vleeschouwer D. D., Whalen M. T., Day J. E. (Jed), Claeys Ph.* Cyclostratigraphic calibration of the Francian (Late Devonian) time scale (western Alberta, Canada) // Geol. Soc. Amer. Bull. – 2012. – Vol. 124, № 11. – Pp. 928–942.

317. *Иванов А. С.* Методика статистической обработки составов типоморфных минералов кимберлитовых трубок при поисках алмазов в Якутии // Геология алмазов – настоящее и будущее. АК «АЛРОСА» (ЯНИГП) ЦНИГРИ, 2005.

318. *Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францессон Е. В.* Геохимия кимберлитов. М.: Недра, 1978.

319. *Похиленко Н. П., Афанасьев В. П., Соболев Н. В.* и др. Обосновать перспективы обнаружения месторождений алмазов в пределах Сибирской платформы на основе новых геологических данных и знаний. Новосибирск, 2009. Росгеолфонд.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации, шлиховых ореолов полезных ископаемых, показанных на листе Q-50 – р. Марха Государственной геологической карты Российской Федерации 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
		ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Твердые горючие ископаемые	
		Уголь бурый	
V-4-56	П	Река Конончан, безымянный правый ручей	246
V-6-2	П	Междуречье Тюнг–Тюкян	207
V-6-3	П	Река Тюнг в 8,4 км ниже устья руч. Арга-Хоргоччума	250
V-6-6	П	Река Тюнг, правый борт в районе устья руч. Ыя	152
V-6-7	П	Река Тюкян, левый борт в 2 км ниже устья руч. Арбангда	152
V-6-9	П	Река Тюкян, левый борт, среднее течение руч. Чункулуун	207
V-6-14	П	Река Тюкян, левый борт	287
V-6-15	П	Река Тюкян, праый борт	287
VI-1-20	П	Скв. 24 в междуречье Кютер–Ыгыатта	51
VI-2-10	П	Скв. 32 на левобережье р. Ыгыатта, в районе оз. Сордонгнох	51
VI-3-36	П	Река Улахан-Дюктели, правый берег в 7 км выше устья	236
VI-4-6	П	Река Конончан, правый борт вблизи безымянного ручья	246
VI-4-8	П	Река Конончан, правый борт вблизи безымянного ручья	246
VI-4-9	П	Река Конончан, правый борт	246
VI-4-14	П	Руч. Омчогор, левый приток р. Киенг-Юрях	246
VI-4-15	П	Река Киенг-Юрях, правый берег в 8 км от устья	301
VI-4-16	П	Река Оччугуй-Деппары, левый борт верховья	301
VI-5-1	П	Река Тюкян, правый борт	250

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-5-4	П	Река Чильли в 2,6 км ниже устья руч. Улахан-Эмпэ	250
VI-5-5	П	Река Чильли, левый борт в 7 км выше устья руч. Туора-Юрэх	169
VI-6-1	П	Река Тюкян, левый борт	250
VI-6-2	П	Река Тюкян в 5,6 км выше устья руч. Амбардах	250
VI-6-3	П	Река Тюкян, правый берег в устье руч. Дьэгэ	152, 248
VI-6-4	П	Междуречье Тюнг и Тюкян, 24 км на северо-северо-восток от с. Багадя	250
VI-6-7	П	Река Тюкян, правый берег в 4 км выше устья руч. Ньюокут-Юрэх	169
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Черные металлы	
		Титан	
III-6-39	ШПр	Река Верхний Салакут, в 2 км от устья	237
V-3-1	ШПр	Река Хання, левый борт 15,5 км выше устья руч. Бестях	180
V-3-2	ШПр	Река Хання, правый склон в 1 км к северо-западу от устья руч. Бестях	180
		Цветные металлы	
		Медь	
V-3-20	ПМ	Река Мархa, левый борт, в 3 км ниже устья руч. Джахтр-Юряге	252
V-3-62	ПМ	Меджуречье Курунг-Делинде и Мархa	195
I-1-1	ШО	Водораздел рек Диринг–Юрях, Диринг–Юрях–Тамах и Энгян–Салата	19
		Медь, цинк	
I-1-5	ШО	Водораздел рек Долгайка и Муна	19
I-1-6	ШО	Река Орловка, верховья	19
I-1-7	ШО	Водораздел рек Беке и Алы-Муна	19
		Алюминий	
VI-3-17	ПМ	Руч. Харыйа-Юрэх	246

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
		Благородные металлы	
		З о л о т о	
VI-3-14	РП	Река Мархa, левый борт в 1,5 км ниже устья р. Нимелиме	230
VI-3-31	РП	Река Мархa, правый борт, в 21 км выше устья р. Улахан-Дюктели	230
VI-3-33	РП	Река Мархa, левый борт, в 5 км ниже устья р. Улахан-Дюктели	230
I-3-3	ШПр	Река Оленёк, в 1 км выше устья р. Харгы-Юрях	302
III-4-6	ШПр	Река Тюнг в 1,3 км выше устья р. Далдыкан	239
III-5-12	ШПр	Река Тюнг в 14 км вниз по течению от устья р. Тельбекчян	221
IV-3-10	ШПр	Река Андай, правый борт в 3,6 км выше устья руч. Бадараан-Юрэх	185
IV-3-11	ШПр	Река Андай в 0,5 км выше устья руч. Бадараан-Юрэх	185
IV-4-2	ШПр	Река Тюкян в 0,3 км ниже устья руч. Алысардаах	40
IV-4-3	ШПр	Река Тюкян в 6 км ниже устья руч. Алысардаах	40
IV-4-4	ШПр	Река Тюкян в 6 км ниже устья руч. Эйк-Сээнэ	40
IV-4-5	ШПр	Река Ханния, правый приток выше руч. Буурустаах	40
IV-6-11	ШПр	Река Средний Салакут в 6,5 км от устья	42
V-1-2	ШПр	Река Моркока-Мархарата, правый берег в 5 км от устья, в 700 м от русла	218
V-1-3	ШПр	Река Моркока-Мархарата, правый берег в 5 км от устья, в 200 м от русла	218
V-2-12	ШПр	Река Хаялах, правый берег в 8 км от устья	218
V-3-3	ШПр	Река Ханния, в 4 км выше устья руч. Бестях	180
V-4-3	ШПр	Река Ханния, в 10,5 км выше по течению от р. Андай	178
V-4-11	ШПр	Река Чильли, верховья, безымянный правый приток в 10 км от устья	251
V-4-17	ШПр	Река Чильли, верховья, безымянный правый приток в 9 км от устья	251
V-4-20	ШПр	Река Ике, верховья, левый борт, безымянный левый ручей в 14 км от устья	251
V-4-28	ШПр	Река Накын в 8,5 км вверх по течению от устья руч. Дьуостах-Юрях	178

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-5-5	ШПр	Ручей Ючюгей-Юрэх, 7,5 км от устья	286
V-5-6	ШПр	Ручей Ирелях, 15 км от устья	286
V-5-7	ШПр	Ручей Ирелях, 12 км от устья	249
V-5-9	ШПр	Ручей Ирелях, 10,5 км от устья	286
V-5-11	ШПр	Ручей Ирелях, 9 км от устья	286
V-5-12	ШПр	Река Чильли, в 5 км выше по течению от руч. Ирелях	286
V-5-13	ШПр	Ручей Ирелях, левый приток р. Чильли	286
V-5-15	ШПр	Река Чильли в 7 км ниже устья р. Ирелях	249
V-6-1	ШПр	Ручей Арга-Хоргоччума в 8 км выше устья	152
V-6-4	ШПр	Река Орто-Хоргоччума, устье	152
V-6-8	ШПр	Река Тюнг в 20 км ниже устья руч. Хоргоччума	152
V-6-10	ШПр	Река Тюкян, левый приток в 2 км выше устья руч. Усура	287
V-6-11	ШПр	Река Тюкян, левый приток в 2 км выше устья руч. Усура	287
V-6-12	ШПр	Река Тюкян, левый приток в 2 км выше устья руч. Усура	287
VI-1-13	ШПр	Река Ыгыатта в 3,6 км выше устья руч. Хору	47
VI-4-4	ШПр	Река Нимелиме, верховья	301
VI-4-12	ШПр	Ручей Курунг-Юрях, левый приток р. Конончан, 5,5 км от устья, левый борт	301
VI-6-6	ШПр	Река Тюкян в 15 км вниз по течению от устья руч. Никеджех-Юряге	152
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Минеральные удобрения	
		Ф о с ф о р и т	
VI-3-26	П	Энердекское	236
VI-3-30	П	Собо	236
VI-3-35	П	Улахан-Дюктели	236

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Драгоценные и поделочные камни			
Алмазы коренные			
II-2-6	МК/Э	Трубка Заполярная	267
V-4-8	МК/Э	Трубка Нюрбинская	228, 282
V-4-10	МК/Э	Трубка Ботуобинская	228, 282
II-1-9	МС/Э	Трубка Комсомольская-Магнитная	267
II-1-10	МС/Э	Трубка Новинка	267
II-2-7	МС/Э	Трубка Поисковая	267
II-2-8	МС/Э	Трубка Деймос	247
V-4-14	МС	Кимберлитовое тело Майское	228, 275
I-3-1	П	Трубка Уральская	235
II-1-7	П	Трубка Зимняя	25
II-1-8	П	Трубка Легкая	25
II-1-11	П	Трубка М-1	176
II-1-12	П	Трубка Интеркосмос	247
II-1-13	П	Трубка Верхняя	25
II-1-14	П	Трубка 325 лет Якутии	246
II-2-5	П	Трубка Малая	26, 183
V-3-26	П	Кимберлитовое тело Озерное	228
V-4-9	П	Дайка Д-96	228
V-4-12	П	Дайка Мархинская	212
Алмазы россыпные			
V-3-17	РК/Э	Нюрбинская	276
II-1-5	РС	Уулаах-Муна	19
V-3-13	РС	Усть-Ханя–Курунг-Юрях	270
V-3-52	РС	Участок Подпорожный	168, 270
VI-3-16	РС	Энердекский дражный полигон	283

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-3-29	РС	Дымок	204
VI-3-34	РС	Опытная	204
I-5-3	РМ	Севернэй	197, 291
IV-6-19	РМ	Участок Октябрьский	237, 239, 243
IV-6-20	РМ	Участок Антоновский	237, 239, 243
VI-3-13	РМ	Усть-Нимелиме	283, 270
VI-3-28	РМ	Нижние Острова	283
I-2-9	Р	Луна	20
I-4-18	Р	Средняя Муна 2	196, 240, 291, 304;
I-6-2	Р	Средняя Муна 3	303
II-1-4	Р	Улах-Муна	183
II-2-1	Р	Мунская	183, 304
II-2-3	Р	Верхняя Муна	181, 304
II-4-1	Р	Средняя Муна 1	181, 304
II-5-4	Р	Мунакан	181
II-5-42	Р	Участок Заполярный	239
III-1-12	Р	Шелагонцы	270
III-4-7	Р	Участок Алексеевский	179, 239, 268, 293
III-5-13	Р	Тюнг	35; 293
III-6-10	Р	Участок Весенний	36
III-6-19	Р	Участок Поворотный	36, 239, 293
III-6-22	Р	Участок Маршрутный Нижний	36, 293
III-6-28	Р	Участок Заутесный	36, 239, 293
III-6-30	Р	Участок Нижне-Чимидикянский	36, 239, 293
III-6-37	Р	Участок Сухановский	36, 239, 293
III-6-43	Р	Участок Перекатный	36
IV-2-6	Р	Хорошая	38

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-6-6	Р	Участок Широтный	167, 239, 289
IV-6-14	Р	Участок Западный	239
IV-6-16	Р	Коса Высокая	239
V-1-6	Р	Веселая	269
V-2-8	Р	Нижняя	44
V-2-9	Р	Поворотная	44
V-2-10	Р	Гусиная	44
V-3-5	Р	Верхняя	262
V-3-8	Р	Усть-Ханя	262
V-3-58	Р	Накын	45, 252, 241
V-4-62	Р	Терют-Тамах	46
I-3-4	РП	Река Улахан-Мяк в 7 км от устья	304
I-4-16	РП	Река Эселинде в 3,5 км от устья	165, 304
I-5-11	РП	Руч. Тумуллах, нижнее течение	291
I-5-12	РП	Руч. Алын-Хос-Тёрюттях, нижнее течение	291
I-5-14	РП	Руч. Хос-Тёрюттях, 20 м от устья	254
II-1-1	РП	Река Муна в 32 км выше устья р. Улах-Муна	303
II-1-17	РП	Река Улах-Муна, правый борт у руч. Чистый	183
II-1-30	РП	Руч. Онгкучах в приустьевой части	253
II-2-12	РП	Река Арга-Тюнг (Западный Тюнг), 80 км от устья	238
II-4-7	РП	Река Муна в 95 км от устья р. Улах-Муна	304
II-5-6	РП	Река Мунакан в 1,6 км ниже устья руч. Элаах	165, 293
II-6-2	РП	Река Мунакан в 18,5 км ниже устья р. Огоннер-Юрях	245, 293
II-6-5	РП	Река Мунакан в 0,4 км ниже устья р. Огоннёр-Юрях	293
II-6-12	РП	Ручей Курунг, левый приток р. Чимидикян в 8,2 км от устья	242
II-6-22	РП	Река Чимидикян в 12,3 км выше устья р. Талбаджия	293

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-2-8	РП	Река Ханя в 6 км ниже устья руч. Дьюдьан	195
III-4-4	РП	Река Далдын 1–2 км от устья	239, 268
III-4-5	РП	Река Далдыкан отрезок 2 км от устья	239
III-4-10	РП	Река Тюнг, правый борт, мелкий ручей в 2 км ниже устья р. Далдын	239
III-4-11	РП	Река Тюнг, правый приток (руч. Алмазный) в 5 км от устья р. Далдын	239
III-4-12	РП	Река Тюнг, правый берег в 6 км ниже устья р. Далдын	239
III-4-14	РП	Водораздел рек Тюнг и Тюнгкян	34, 239
III-5-7	РП	Река Тюнг в 12,5 км от устья р. Оччугуй-Улегир	293
III-6-11	РП	Участок Маршрутный Верхний	36
III-6-12	РП	Река Чимидикян в 1,3 км ниже устья р. Балаганах	293
III-6-17	РП	Река Чимидикян в 6,8 км ниже устья р. Балаганах	293
III-6-21	РП	Река Тюнг в 6,8 км ниже устья р. Сикельдех	293
III-6-26	РП	Река Чимидикян, левый борт в 1 км выше устья руч. Кынгыр-Хая	151
III-6-33	РП	Междуречье Тюнг–Чимидикян	36, 239
III-6-35	РП	Река Тюнг, 6 км выше устья р. Чимидикян	239, 293
III-6-38	РП	Река Тюнг, левые притоки в 3–5 км ниже устья р. Чимидикян	239
V-3-19	РП	Ручей Дьяхтар-Юряге, левый приток р. Марха, правый борт в 5 км от устья	270
V-3-30	РП	Река Марха, левый борт в 20 км выше устья р. Курунг-Юрях	270
V-3-31	РП	Река Марха, левый борт в 17 км выше устья р. Курунг-Юрях	270
V-3-32	РП	Река Марха, левый борт в 17 км выше устья р. Курунг-Юрях	270
V-3-33	РП	Река Марха, левый борт в 17 км выше устья р. Курунг-Юрях	270
V-3-34	РП	Река Марха, левый борт в 10 км выше устья р. Курунг-Юрях (по прямой)	270
V-3-39	РП	Река Марха, левый борт. Безымянный ручей выше устья р. Курунг-Юрях в 5,3 км от устья	270
V-3-49	РП	Река Накын, правый борт в 4,5 км выше по течению от устья р. Терют-Тамах	251, 270

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-3-56	РП	Река Мархa, левый борт в 1,6 км к востоку от оз. Быран-Кюель	270
V-3-63	РП	Река Терют-Тамах, левый борт в 1,4 км выше устья	262, 270
V-3-67	РП	Река Мархa, левый борт в 3,5 км выше устья р. Накын	270
V-4-64	РП	Река Конончан, левый борт вблизи оз. Щучье	170, 246, 286
VI-3-1	РП	Река Мархa, левый борт в 3,5 км ниже устья р. Накын (по прямой)	270
VI-3-5	РП	Река Нимелиме в 8 км от устья	270
VI-3-7	РП	Река Мархa, левый борт в 4 км выше устья р. Курунг-Делинде (по прямой)	270
VI-3-11	РП	Река Нимелиме, правый борт руч. Щучий	170
VI-3-15	РП	Река Курунг-Делинде, правый борт в 2 км от устья	270
VI-3-19	РП	Левый борт р. Мархa у Энердекской излучины	270
VI-3-21	РП	Река Мархa, левый борт в 10 км выше устья р. Иесяк (по прямой)	168
VI-3-23	РП	Река Мархa, правый борт в 5,5 км выше устья р. Иесяк (по прямой)	168
VI-3-24	РП	Река Мархa, правый борт внутри Энердекской излучины	168
VI-4-1	РП	Река Нимелиме, правый борт верховья в 21,5 км от устья по прямой на северо-восток	270
VI-4-10	РП	Река Мархa, левый борт вблизи устья руч. Улегир	168
VI-4-11	РП	Река Мархa, правый борт внутри Энердекской излучины	168
VI-4-13	ОНЧ	Река Иесяк, правый борт	246
I-1-8	ОНЧ	Левый склон первого снизу правого притока руч. Каменистый (притока р. Бэкэ) в 2,3 км к юго-востоку от устья	19
I-1-9	ОНЧ	Река Муна вблизи устья левого притока в 21,4 км выше устья р. Улах-Муна	19
I-1-10	ОНЧ	Река Муна в 21,4 км (по прямой) выше устья р. Улах-Муна	303
I-1-11	ОНЧ	Река Муна в 28 км (по прямой) выше устья р. Улах-Муна	303
I-1-12	ОНЧ	Река Муна в 30 км (по прямой) выше устья р. Улах-Муна	303
I-2-1	ОНЧ	Река Орловка в 39 км от устья	304

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-2-2	ОНЧ	Река Орловка в 41 км от устья	304
I-2-3	ОНЧ	Река Орловка в 45 км от устья, правый приток	304
I-2-4	ОНЧ	Река Улахан-Мяк в 21 км от устья	304
I-2-5	ОНЧ	Река Улахан-Мяк в 24 км от устья	304
I-3-2	ОНЧ	Река Уччугуй-Баргыдамыт, в 8 км выше устья	284
I-3-5	ОНЧ	Река Улахан-Мяк в 11 км от устья	304
I-3-6	ОНЧ	Река Улахан-Мяк в 12 км от устья	304
I-4-1	ОНЧ	Руч. Холомолох, приток р. Северная в 9 км выше устья	196
I-4-2	ОНЧ	Ручей Тумуллах, левый приток р. Северная в 6 км от устья	196
I-4-3	ОНЧ	Река Северная в 7 км выше устья р. Холомолох	196
I-4-4	ОНЧ	Река Северная в 3 км ниже устья р. Хайдыта	196
I-4-5	ОНЧ	Река Эселинде в 34 км выше устья	196
I-4-6	ОНЧ	Река Эселинде в 26 км выше устья	196
I-4-7	ОНЧ	Река Эселинде, правый борт в 16 км выше устья	196
I-4-8	ОНЧ	Река Эселинде, правый борт в 16 км выше устья	196
I-4-9	ОНЧ	Река Эселинде, 13 км от устья (по прямой)	166
I-4-10	ОНЧ	Река Чукар в 30 км выше устья	196
I-4-11	ОНЧ	Река Эселинде 11,8 км от устья	165
I-4-12	ОНЧ	Река Эселинде 10 км от устья	196
I-4-13	ОНЧ	Река Эселинде 8 км от устья	196
I-4-14	ОНЧ	Река Эселинде. Левый борт в 6,5 км от устья	196
I-4-15	ОНЧ	Река Эселинде, правый борт в 8 км выше устья	196
I-4-17	ОНЧ	Река Чукар в 11 км выше устья	196
I-4-19	ОНЧ	Река Чукар в 6 км выше устья	27
I-4-20	ОНЧ	Река Муна в 118,3 км от устья р. Улах-Муна	304
I-4-21	ОНЧ	Река Муна в 114,7 км от устья р. Улах-Муна	304
I-4-22	ОНЧ	Река Чукар в 2,5 км от устья	27

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-5-1	ОНЧ	Руч. Онгхойдох, левый приток р. Северная в 4 км выше устья	196
I-5-2	ОНЧ	Река Северная, левый борт в 3 км выше устья руч. Курунгнах	197
I-5-4	ОНЧ	Река Северная, левый борт напротив устья руч. Пищуха	197
I-5-5	ОНЧ	Река Северная, правый борт напротив устья р. Онгхойдох	197
I-5-6	ОНЧ	Река Северная, правый борт напротив устья руч. Холомолох	166
I-5-7	ОНЧ	Река Муна, напротив устья руч. Улахан-Макар-Юрях	303
I-5-8	ОНЧ	Река Муна в 2,0 км выше устья руч. Оччугуй-Макар-Юрэх	240; 303
I-5-9	ОНЧ	Река Муна в 15 км выше устья руч. Улахан-Макар-Юрях	304
I-5-10	ОНЧ	Река Хос-Тёрюттях, в 9 км выше устья	197
I-5-13	ОНЧ	Река Хос-Тёрюттях в 2 км от устья	254
I-6-1	ОНЧ	Река Муна в 2 км выше устья руч. Тюнтерях	240
I-6-3	ОНЧ	Река Муна в 17,3 км ниже устья руч. Бере-Юрях (по прямой)	303
I-6-4	ОНЧ	Река Муна в 9,2 км выше устья руч. Бере-Юрях	303
I-6-5	ОНЧ	Река Муна в 3 км выше устья руч. Тогус-Юрэх	24
I-6-6	ОНЧ	Река Муна в 8 км выше устья руч. Бере-Юрях	303
I-6-7	ОНЧ	Река Муна в 2,5 км выше устья руч. Бере-Юрях	240
I-6-8	ОНЧ	Река Муна в 0,7 км ниже руч. Тогус-Юрэх	240
I-6-9	ОНЧ	Река Муна в 2 км ниже устья руч. Оччугуй-Макар-Юрэх	24
I-6-10	ОНЧ	Река Муна в 14,8 км выше устья руч. Бере-Юрях	303
I-6-11	ОНЧ	Ручей Бере-Юрях, правый приток р. Муна в 1,0 км от устья	240
I-6-12	ОНЧ	Река Муна в 16,5 км выше устья руч. Бере-Юрях	303
I-6-13	ОНЧ	Река Муна в 1,4 км ниже устья руч. Бере-Юрях	303
I-6-14	ОНЧ	Река Бере-Юрях в 5,7 км выше устья	303
I-6-15	ОНЧ	Река Ангар, левый приток р. Бере-Юрях в 15 км от устья	303
I-6-16	ОНЧ	Река Мунакан в 43 км от устья	303

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-1-2	ОНЧ	Река Муна в 35,5 км выше устья р. Улах-Муна	303
II-1-3	ОНЧ	Река Муна в 37 км выше устья р. Улах-Муна	303
II-1-6	ОНЧ	Река Улах-Муна, правый борт в 0,7 км вверх по течению от устья р. Онгхой	303
II-1-18	ОНЧ	Река Улах-Муна в 25 км выше устья	303
II-1-19	ОНЧ	Река Улах-Муна в 31,4 км выше устья	303
II-1-26	ОНЧ	Река Тюнг в 5 км выше устья руч. Промежуточный	195
II-1-29	ОНЧ	Река Эекит в 3,5 км выше устья руч. Сытыган	253
II-2-2	ОНЧ	Река Муна в 20 км ниже устья р. Улах-Муна	304
II-2-4	ОНЧ	Река Муна в 10 км ниже устья р. Далдыкан	304
II-2-11	ОНЧ	Река Далдыкан, правый приток р. Муна в 16,6 км от устья	304
II-2-13	ОНЧ	Река Арга-Тюнг (Западный Тюнг), правый мелкий ручей	239
II-3-1	ОНЧ	Река Муна в 38 км от устья р. Улах-Муна	304
II-3-2	ОНЧ	Река Муна в 63 км от устья р. Улах-Муна	304
II-3-3	ОНЧ	Река Муна в 48,5 км от устья р. Улах-Муна	304
II-3-4	ОНЧ	Река Муна в 3 км ниже устья р. Чуостах (по прямой)	182
II-3-5	ОНЧ	Река Муна в 5,5 км ниже устья р. Тирехтях	182
II-3-6	ОНЧ	Река Муна в 2 км ниже устья р. Тирехтях	182
II-3-7	ОНЧ	Река Муна, устье р. Тирехтях	182
II-3-8	ОНЧ	Река Муна, правый приток	304
II-4-2	ОНЧ	Река Онгхойдох в 5,8 км выше устья	304
II-4-3	ОНЧ	Река Муна в 104,6 км от устья р. Улах-Муна	304
II-4-4	ОНЧ	Река Ыраах, в 0,5 км от устья	181
II-4-5	ОНЧ	Река Ыраах в 1,9 км выше устья	304
II-4-6	ОНЧ	Река Муна в 99–101 км от устья р. Улах-Муна	304
II-4-8	ОНЧ	Река Муна в 93,8 км от устья р. Улах-Муна	304
II-4-9	ОНЧ	Река Ыраах, в 1,4 км ниже слияния ее составляющих	181

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-4-10	ОНЧ	Река Ыраах в 8 км от устья (по прямой)	181
II-4-11	ОНЧ	Река Муна в 89,5 км от устья р. Улах-Муна	304
II-4-12	ОНЧ	Река Муна в 200 м ниже устья р. Саха-Бысыта	182, 304
II-4-13	ОНЧ	Река Муна в 38 км от устья р. Улах-Муна	304
II-4-14	ОНЧ	Река Ыраах, истоки	304
II-4-15	ОНДр	Река Улахан-Онгкучах, верховья	304
II-4-16	ОНЧ	Река Левый Чимидикян в 16 км выше устья	164
II-4-17	ОНЧ	Река Далдыкан 44,5 км (по прямой), левый приток в 7,5 км от устья	165
II-4-18	ОНЧ	Река Далдыкан, 46 км выше устья (по прямой)	165
II-4-19	ОНЧ	Река Правый Чимидикян в 6 км выше устья	293
II-4-20	ОНДр	Водораздел рек Далдыкан и Чимидикян	28
II-4-21	ОНДр	Водораздел двух ветвей р. Далдын, 30 км выше устья	239
II-4-22	ОНЧ	Река Далдын, 27 км выше устья	239
II-4-23	ОНЧ	Река Тюнг в 3 км ниже устья р. Ырас-Юрях	293
II-5-1	ОНЧ	Река Буор, левый приток р. Мунакан в 2 км от устья	181
II-5-2	ОНЧ	Река Мунакан в 2,5 км ниже устья р. Буор	181
II-5-3	ОНЧ	Река Мунакан в 400 м ниже устья руч. Холомолох	209
II-5-5	ОНДр	Ручей Улах-Юрях, верховья	234
II-5-7	ОНЧ	Ручей Огоннёр-Юрях, правый приток р. Мунакан в 500 м выше устья	181
II-5-8	ОНЧ	Река Буордах (правый приток р. Мунакан) в 0,5 км выше устья	293
II-5-9	ОНЧ	Река Мунакан в 12 км выше по течению от устья р. Буор (по прямой)	181
II-5-10	ОНЧ	Река Мунакан в 2,5 км ниже устья руч. Буордах	165, 209
II-5-11	ОНЧ	Река Улах-Юрях, верховья в 28 км от устья	209
II-5-13	ОНЧ	Ручей Эйдях в 4 км выше устья	209
II-5-14	ОНЧ	Левый приток руч. Эйдях	164
II-5-15	ОНЧ	Река Степан-Кыл-Олербют (правый приток р. Мунакан) в 4,6 км выше устья	242, 293

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-5-16	ОНЧ	Ручей Эйдях в 7 км выше устья	165
II-5-17	ОНЧ	Верховья левого притока р. Левый Чимидикян в 7 км выше устья	209
II-5-18	ОНЧ	Ручей Буордах, правый приток р. Мунакан в 7 км выше устья	209
II-5-19	ОНЧ	Среднее течение левого притока р. Левый Чимидикян в 7 км выше устья	209
II-5-20	ОНЧ	Левый Чимидикян, нижнее течение левого притока в 7 км выше устья	209
II-5-21	ОНЧ	Река Улах-Юрях, левый приток в 2 км выше устья	293
II-5-22	ОНЧ	Ручей Улах-Юрях, в 12 км выше устья	23, 209
II-5-23	ОНЧ	Ручей Улах-Юрях, левый приток в 8 км выше устья	209
II-5-24	ОНЧ	Ручей Улах-Юрях, левый приток в 9 км выше устья	151
II-5-25	ОНЧ	Река Улахан-Далдын в 20,5 км от устья	165
II-5-26	ОНЧ	Река Улах-Юрях в 10 км выше устья, левый приток	209
II-5-27	ОНЧ	Река Улахан-Далдын в 21,5 км от устья	165
II-5-28	ОНЧ	Река Улахан-Далдын в 17 км от устья	165
II-5-29	ОНЧ	Река Чимидикян, 300 км от устья	239
II-5-30	ОНЧ	Река Улахан-Далдын, верховья в 22 км от устья, правый приток	209
II-5-31	ОНДр	Река Улахан-Далдын, верховья в 20 км от устья	165, 166, 293
II-5-32	ОНЧ	Река Чимидикян в 4 км ниже слияния рек Правого и Левого Чимидикяна	151
II-5-33	ОНЧ	Река Улахан-Далдын в 15,5 км от устья	165
II-5-34	ОНЧ	Река Чимидикян в 300 м выше устья р. Улах-Юрях	151
II-5-35	ОНЧ	Река Чимидикян, 275 км от устья	239
II-5-36	ОНЧ	Ручей Сырган в 11 км от устья	242
II-5-37	ОНЧ	Река Чимидикян в 3,1 км ниже устья р. Улах-Юрях	293
II-5-38	ОНЧ	Река Улахан-Далдын в 5,7 км выше устья	293
II-5-39	ОНЧ	Река Чимидикян в 2 км выше устья руч. Оччугуй-Далдын	209

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-5-40	ОНЧ	Река Чимидикян вблизи устья р. Оччугуй-Далдын	208, 293
II-5-41	ОНЧ	Река Чимидикян в 2,5 км ниже устья руч. Оччугуй-Далдын	208
II-5-43	ОНЧ	Река Чимидикян в 2,6 км выше устья р. Далдын	208
II-5-44	ОНЧ	Река Чимидикян в 4 км выше устья р. Далдын	208
II-5-45	ОНЧ	Река Чимидикян в 0,7 км выше устья руч. Оччугуй-Далдын	293
II-5-46	ОНЧ	Река Чимидикян, в 3 км выше устья руч. Курунг	151
II-5-47	ОНЧ	Река Чимидикян в 10 км ниже устья р. Улахан-Далдын	209
II-5-48	ОНЧ	Река Чимидикян в 5 км ниже устья р. Улахан-Далдын	293
II-5-49	ОНЧ	Ручей Улахан-Юлегир, левый приток р. Тюнг в 13,5 км выше устья	164
II-6-1	ОНЧ	Река Бере-Курунгнах в 4,5 км выше устья	234
II-6-3	ОНЧ	Река Мунакан в 5,5 км выше устья р. Кыргы	293
II-6-4	ОНЧ	Река Огоннёр-Юрях в 3,6 км выше устья	293
II-6-6	ОНЧ	Река Мунакан в 0,1 км ниже устья р. Сибэки	293
II-6-7	ОНЧ	Река Далдын, левый приток р. Линде, верховья	245
II-6-8	ОНЧ	Руч. Юсе-Салаа, правый приток р. Далдын, верховья	245
II-6-9	ОНЧ	Река Далдын, левый приток р. Линде, 24 км от устья (по прямой)	245
II-6-10	ОНЧ	Руч. Курунг, левый приток р. Чимидикян в 22,5 км от устья	242
II-6-11	ОНЧ	Руч. Восточный, левая составляющая в 10 км от устья	242
II-6-13	ОНЧ	Руч. Курунг в 0,9 км от устья	242
II-6-14	ОНЧ	Река Чимидикян в 13 км ниже устья р. Улахан-Далдын	293
II-6-15	ОНЧ	Река Чимидикян в 15,2 км ниже устья р. Улахан-Далдын	293
II-6-16	ОНЧ	Река Чимидикян, в 3 км выше устья руч. Курунг	151
II-6-17	ОНЧ	Река Чимидикян в 16,5 км ниже устья р. Улахан-Далдын	293
II-6-18	ОНЧ	Река Чимидикян в 8 км ниже устья руч. Курунг (по прямой)	242

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-6-19	ОНЧ	Река Чимидикян в 23 км ниже устья р. Улахан-Далдын	293
II-6-20	ОНЧ	Река Чимидикян в 27 км выше устья р. Талбаджия	293
II-6-21	ОНЧ	Река Чимидикян в 15,4 км выше устья р. Талбаджия	293
III-1-1	ОНЧ	Река Эекит в 1,5 км ниже устья руч. Сытыган	253
III-1-2	ОНЧ	Река Эекит в 7 км ниже устья руч. Сытыган	253
III-1-3	ОНЧ	Ручей Бёкчёрюс, левый приток р. Эекит в 2,5 км от устья	195
III-1-4	ОНЧ	Река Эекит в 8 км ниже устья руч. Сытыган	253
III-1-5	ОНЧ	Река Эекит, устье руч. Атырдяхтах	195
III-1-6	ОНЧ	Река Эекит, устье безымянного правого притока	195
III-1-7	ОНЧ	Руч. Суор-Уялах в 8 км выше устья	195
III-1-8	ОНЧ	Руч. Суор-Уялах в 6 км выше устья	195
III-1-9	ОНЧ	Река Эекит, устье руч. Суор-Уялах	195
III-1-13	ОНЧ	Река Марха в 10 км выше устья р. Мархара	195
III-2-1	ОНЧ	Река Хання в 10 км выше устья руч. Улахан-Юёль-Юрэх	195
III-2-2	ОНЧ	Река Хання в 1,2 км выше устья руч. Хобулускай	195
III-2-3	ОНЧ	Река Хання в 3,5 км выше устья руч. Хобулускай	195
III-2-4	ОНЧ	Река Хання в 3 км ниже устья руч. Хобулускай	195
III-2-5	ОНЧ	Река Хання в 8 км ниже устья руч. Хобулускай	195
III-2-6	ОНЧ	Река Хання в 0,2 км ниже устья р. Дьюдьюаан	249
III-2-7	ОНЧ	Река Хання в 4 км ниже устья р. Дьюдьюаан	249
III-3-1	ОНЧ	Река Арга-Тюнг в 6 км от устья	151
III-3-3	ОНЧ	Река Тюнгкян в 3 км ниже устья р. Ытажин	292
III-3-4	ОНЧ	Левый приток р. Дюлуспар в верховьях	33, 278
III-3-5	ОНЧ	Руч. Ньочо, левый приток р. Дюлуспар в 10 км от устья	288
III-3-6	ОНЧ	Река Дюлуспар в 13 км от устья	195
III-3-7	ОНЧ	Река Хання в 7 км выше устья р. Сели	288

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-3-8	ОНЧ	Река Хання в 2,5 км ниже устья руч. Дюлуспар	195
III-3-9	ОНЧ	Река Хання в 8 км ниже устья р. Сели	195
III-4-1	ОНЧ	Река Тюнг в 15 км ниже устья р. Арга-Тюнг	293
III-4-2	ОНЧ	Река Далдыкан, правый борт в 4 км от устья	268
III-4-3	ОНЧ	Река Тюнг в 7,5 км ниже устья р. Ырас-Юрях	293
III-4-8	ОНЧ	Река Тюнг, правый борт в 12 км ниже руч. Далдын	239
III-4-9	ОНЧ	Река Тюнг, первый правый приток в 1,5 км от устья р. Далдын	239
III-4-13	ОНЧ	Река Орто-Чуостах, правый приток р. Тюнг, верховья	165, 292
III-4-15	ОНДр	Левый склон р. Тюнгтян	292
III-4-16	ОНЧ	Руч. Холомолох, левый приток р. Тюнгкян в 9 км от устья	179
III-4-17	ОНЧ	Руч. Курунг-Юрях, левый приток р. Тюнгкян, 12 км от устья	165
III-4-18	ОНЧ	Река Тюнгкян в 2,7 км выше устья р. Муйуус	292
III-4-19	ОНЧ	Река Тюнгкян в 0,2 км выше устья р. Алын-Кюенэхтээх	292
III-4-20	ОНЧ	Река Тюнгкян, устье р. Курунг-Юрях	292
III-4-21	ОНЧ	Река Тюнгкян в 3,5 км ниже устья р. Курунг-Юрях	292
III-4-23	ОНЧ	Руч. Дярбанг, правый приток р. Тюнгкян	243
III-4-24	ОНЧ	Руч. Джер-Этя, левый приток р. Дярбан	243
III-5-1	ОНЧ	Река Тулаях, левый приток р. Тюнг в 3,5 км от устья	165
III-5-2	ОНЧ	Река Тюнг, устье р. Тюнгкян	209
III-5-3	ОНЧ	Река Тюнг в 3,6 км от устья р. Тулаях	293
III-5-4	ОНЧ	Река Тюнг в 5,5 км от устья р. Оччугуй-Улегир	293
III-5-5	ОНЧ	Река Тюнг в 10,2 км от устья р. Оччугуй-Улегир	293
III-5-6	ОНЧ	Река Тюнг в 26 км ниже устья руч. Улахан-Юлегир	209
III-5-8	ОНЧ	Река Тюнг в 1,2 км выше устья р. Сян-Гиене	293
III-5-9	ОНЧ	Река Тюнг, устье р. Илин-Икки	293

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-5-10	ОНЧ	Река Тюнг, устье р. Уэся-Икки	293
III-5-11	ОНЧ	Река Тюнг в 16,2 км ниже устья р. Илин-Сала по прямой	293
III-5-14	ОНЧ	Река Тюнг, устье р. Тюнгкян	293
III-5-15	ОНЧ	Река Тюнг в 13 км ниже устья р. Илин-Икки	293
III-5-16	ОНЧ	Река Тюнгкян в 2,8 км выше устья р. Кудукта	292
III-5-17	ОНЧ	Река Тюнг в 5,6 км выше устья р. Сикельдех	293
III-5-18	ОНЧ	Река Тюнг в 15 км ниже устья р. Илин-Икки	293
III-5-19	ОНЧ	Река Тюнгкян в 2,7 км ниже устья р. Кудукта	292
III-5-20	ОНЧ	Река Тюнгкян в 4 км выше устья	292
III-5-21	ОНЧ	Руч. Чоркону, правый приток р. Тюнг. Верховья	292
III-5-22	ОНЧ	Река Тюнгкян в 0,5 км ниже устья р. Холомолох	292
III-5-23	ОНЧ	Руч. Орто-Сирэллитэ, правый приток р. Тюнг, верховья	292
III-5-24	ОНЧ	Река Тюнгкян в 2,7 км выше устья р. Холомолох	292
III-5-26	ОНЧ	Река Верхний Салакут, левый борт	243
III-5-27	ОНЧ	Река Верхний Салакут, верховья	179
III-5-28	ОНЧ	Река Куду, верховья	243
III-5-29	ОНЧ	Правый приток верхнего течения р. Средний Салакут	243
III-5-30	ОНЧ	Левый приток верхнего течения р. Средний Салакут	243
III-5-31	ОНЧ	Река Средний Салакут, верховья	167
III-5-32	ОНЧ	Река Средний Салакут в 4 км выше устья руч. Мекке	205
III-6-1	ОНЧ	Река Чимидикян в 10,6 км выше устья р. Талбаджия	293
III-6-2	ОНЧ	Река Чимидикян, 130 км от устья	36, 293
III-6-3	ОНЧ	Река Чимидикян в 5,2 км выше устья р. Талбаджия	293
III-6-4	ОНЧ	Река Чимидикян в 0,7 км выше устья р. Талбаджия	293
III-6-5	ОНЧ	Река Чимидикян в 3,3 км ниже устья р. Талбаджия	293

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-6-6	ОНЧ	Река Чимидикян, 110 км от устья	36
III-6-7	ОНЧ	Река Чимидикян, левый приток	293
III-6-8	ОНЧ	Река Чимидикян, в 2 км выше устья руч. Тайыоска	237
III-6-9	ОНЧ	Река Сикельдех в 12 км от устья	242
III-6-13	ОНЧ	Руч. Кремневый, правый приток р. Чимидикян в 1,5 км от устья	239
III-6-14	ОНЧ	Река Тюнг, устье р. Сикельдех	293
III-6-15	ОНЧ	Река Чимидикян в 5 км ниже устья р. Балаганах	293
III-6-16	ОНЧ	Устье руч. Безымянный, правого притока р. Чимидикян (45 км от устья)	36
III-6-18	ОНЧ	Руч. Сиеген-Сытыйбыт, правый приток р. Чимидикян	36
III-6-20	ОНЧ	Руч. Онгхой-Юрях, правая ветвь руч. Сиеген-Сытыйбыт, правого притока р. Чимидикян	36
III-6-23	ОНЧ	Река Чимидикян, левый приток в 27 км от устья	239
III-6-24	ОНЧ	Река Чимидикян, левый борт в 10 км ниже устья руч. Сиэгэн-Сытыйбыт (по прямой)	239
III-6-25	ОНЧ	Река Тюнг в 16 км выше устья р. Чимидикян	293
III-6-27	ОНЧ	Река Чимидикян, левый приток в 27 км от устья	239
III-6-29	ОНЧ	Левый приток р. Тюнг в 6 км выше устья р. Чимидикян, 2 км от устья	238
III-6-31	ОНЧ	Правый приток р. Тюнг в 13 км выше устья р. Чимидикян	36
III-6-32	ОНЧ	Река Тюнг, 13 км выше устья р. Чимидикян	239
III-6-34	ОНЧ	Руч. Джокучча, левый приток р. Чимидикян	239
III-6-36	ОНЧ	Река Чимидикян, остров в 1,5 км от устья	239
III-6-41	ОНЧ	Руч. Аномальный, правый приток р. В. Салакут в 6 км от устья	167
III-6-42	ОНЧ	Река Тюнг, устье р. Арга-Тюнг	293
III-6-44	ОНЧ	Руч. Тугут, верховья	242
III-6-45	ОНЧ	Река Илин-Тюгют, левый борт верховья	293
IV-1-1	ОНЧ	Река Марха, устье р. Мархара	195
IV-1-2	ОНЧ	Река Марха в 8 км ниже устья р. Мархара	195

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-1-3	ОНЧ	Река Марха, в 17 км выше устья руч. Аллараа-Сириктэндэ	270
IV-1-4	ОНЧ	Река Марха в 22 км ниже устья р. Мархара	195
IV-1-5	ОНЧ	Река Марха, в 6 км ниже устья руч. Аллараа-Сириктэндэ	270
IV-2-1	ОНЧ	Река Марха в 24,8 км ниже устья р. Мархара	195
IV-2-2	ОНЧ	Река Марха в 24,6 км ниже устья р. Мархара	195
IV-2-3	ОНЧ	Река Даныра, 4 км выше устья руч. Кетета-Даныра	195
IV-2-4	ОНЧ	Река Даныра в 11 км выше устья	195
IV-2-5	ОНЧ	Река Марха в 4 км выше устья р. Даныра	195
IV-2-7	ОНЧ	Река Марха в 2 км выше устья руч. Кыптын-Халбыт	195
IV-2-8	ОНЧ	Река Марха, левый приток в 10 км ниже устья руч. Кыптын-Халбыт	195
IV-2-9	ОНЧ	Река Марха, коса Надежная	38
IV-3-2	ОНЧ	Река Ханя в 6 км выше устья руч. Холомолох	195
IV-3-3	ОНЧ	Река Ханя в 5 км ниже устья руч. Холомолох	195
IV-3-6	ОНЧ	Верхнее течение р. Андай	195
IV-3-7	ОНЧ	Река Ханя в 13 км ниже устья руч. Улахан-Онгхойдох (по прямой)	242
IV-3-13	ОНЧ	Река Уллегиен в 0,6 км ниже устья руч. Джентор	195
IV-4-1	ОНЧ	Озеро Эйк, южный борт в 2,6 км от устья руч. Эйк-Сээнэ	249
IV-5-1	ОНЧ	Река Тюкян в 3 км ниже устья руч. Муосаны	289
IV-5-2	ОНЧ	Река Тюкян в 13 км выше устья руч. Туора-Юрях	243
IV-5-3	ОНЧ	Река Малый Салакут, левый приток	167
IV-5-4	ОНЧ	Река Малый Салакут, левый приток	167
IV-5-5	ОНЧ	Река Малый Салакут в 1,2 км ниже устья руч. Кюлля-Юрях	243
IV-5-6	ОНЧ	Река Орто-Юрях в 10 км от устья	199
IV-5-7	ОНЧ	Река Хоту-Дяндукан в 7,5 км от устья	199
IV-5-8	ОНЧ	Река Хоту-Дяндукан в 500 м от устья	294

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-5-9	ОНЧ	Река Дяндукан, правый приток в 2,5 км выше устья р. Хоту-Дяндукан	199
IV-5-10	ОНЧ	Руч. Мыкар в 1,5 км выше устья	199
IV-5-11	ОНЧ	Река Куочангда в месте впадения в озеро	199
IV-6-1	ОНЧ	Река Тюнг в 6 км ниже устья руч. Аномальный	303
IV-6-2	ОНЧ	Река Тюнг в 6,5 км ниже устья руч. Аномальный	303
IV-6-3	ОНДр	Левобережье руч. Илин-Сала, левого притока р. Средний Салакут	243
IV-6-4	ОНДр	Река Тюнг, правый берег в 2 км выше устья руч. Аллара-Сала	151, 167
IV-6-5	ОНЧ	Река Средний Салакут, 25 км от устья	238
IV-6-7	ОНЧ	Река Аллара-Сала в 2,5 км выше устья	292
IV-6-8	ОНЧ	Река Тюнг, правый берег в 1 км ниже устья руч. Аллара-Сала	151
IV-6-9	ОНЧ	Река Илин-Сала в 0,1 км выше устья р. Аллара-Сала	292
IV-6-10	ОНЧ	Река Средний Салакут в 6,5 км от устья	42
IV-6-12	ОНЧ	Река Средний Салакут в 6 км выше устья	205
IV-6-13	ОНЧ	Река Средний Салакут, первый левый приток	303
IV-6-15	ОНДр	Руч. Кыят-Юрях, верховья	243
IV-6-17	ОНЧ	Река Тюнг, в 4,5 км выше устья руч. Аллара-Сала	167
IV-6-18	ОНЧ	Река Куду в 2,8 км ниже устья руч. Дэрэ-Юрэх	292
IV-6-21	ОНЧ	Река Тюнг в 1,7 км выше устья руч. Орто-Джегинде	42
IV-6-22	ОНЧ	Река Тюнг в 0,4 км выше устья руч. Орто-Джегинде	42
IV-6-23	ОНЧ	Река Тюнг в 3,4 км ниже устья р. Сала-Дгинде	292
V-1-1	ОНЧ	Река Моркока-Мархарата, 11 км выше устья	43
V-1-4	ОНЧ	Река Моркока-Мархарата, устье	43
V-1-5	ОНЧ	Река Моркока, коса Поздняя	43
V-2-1	ОНЧ	Река Мархa, коса Лагерная, в 3 км ниже устья р. Делинде	44
V-2-2	ОНЧ	Река Мархa, коса Легендарная, в 2 км ниже устья руч. Солоной	44

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-2-3	ОНЧ	Река Мархa, коса Пионерская, в 7 км выше устья р. Моркока (по прямой)	44
V-2-4	ОНЧ	Река Онгхойдох, в районе ручьев Юёсээ-Онгхойдох и Алын-Онгхойдох	44
V-2-5	ОНЧ	Река Мархa, в 4 км ниже устья р. Моркока	194
V-2-6	ОНЧ	Река Мархa, в 5,5 км ниже устья р. Моркока	194
V-2-7	ОНЧ	Река Моркока в 10 км выше устья	194
V-2-11	ОНЧ	Река Моркока, 33 км выше устья (по прямой)	44
V-3-4	ОНЧ	Река Мархa в 5 км (по прямой) ниже устья руч. Алын-Дабан	194
V-3-6	ОНЧ	Река Накын, левый борт в 1,7 км от устья руч. Терют-Тамах	270
V-3-7	ОНЧ	Река Мархa в 5 км (по прямой) ниже устья руч. Алын-Дабан	194
V-3-9	ОНЧ	Река Мархa в 4 км ниже устья р. Уллегиен	195
V-3-11	ОНЧ	Река Мархa, правый борт, напротив устья р. Хання	252
V-3-12	ОНЧ	Река Мархa, правый борт в 4 км выше по течению от устья р. Хання	270
V-3-14	ОНЧ	Река Мархa правый борт, напротив устья р. Хання	252
V-3-16	ОНЧ	Река Мархa, левый борт выше устья руч. ЧП	252
V-3-21	ОНЧ	Река Дьяхтар-Юряге, в 6 км выше устья	252
V-3-22	ОНЧ	Река Дьяхтар-Юряге, правый склон в 8,0 км выше устья	252
V-3-23	ОНЧ	Река Дьяхтар-Юряге, левые притоки в 5–7 км от устья	257
V-3-24	ОНЧ	Река Дьяхтар-Юряге, правый склон в 16,0 км выше устья	252
V-3-25	ОНДр	Река Дьяхтар-Юряге в 11 км от устья	257
V-3-27	ОНЧ	Река Дьяхтар-Юряге, левый приток р. Мархa в 15 км от устья	270
V-3-28	ОНЧ	Река Дьяхтар-Юряге, левый приток в 10 км от устья	257
V-3-29	ОНЧ	Река Бадараннаах, левый приток р. Мархa, в 5 км выше устья	252
V-3-35	ОНЧ	Река Накын, правый борт, безымянный ручей в 9 км от устья	270
V-3-36	ОНЧ	Река Мархa, левый борт в 8 км выше устья р. Курунг-Юрях (по прямой)	270

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-3-37	ОНЧ	Река Накын, правый борт, верховья руч. Кюрюёлях, правый борт в 6 км от устья	270
V-3-38	ОНЧ	Река Накын, правый приток выше по течению руч. Кюрюёлях	251
V-3-40	ОНЧ	Руч. Кюрюёлях, правый приток р. Накын	251
V-3-41	ОНЧ	Ручей Аномальный (правый приток р. Накын), правый борт в 4 км выше устья	252
V-3-42	ОНЧ	Река Мархa, левый борт в 3,8 км на северо-северо-восток выше устья р. Курунг-Юрях	270
V-3-43	ОНЧ	Руч. Аномальный, правый приток р. Накын в 3 км выше устья	251, 262
V-3-44	ОНЧ	Река Накын, правый борт в 10 км вверх по течению от устья р.Терют-Тамах	45; 241
V-3-45	ОНЧ	Река Мархa, левый борт в 3,8 км на северо-восток от устья р. Курунг-Юрях	270
V-3-46	ОНЧ	Река Накын, правый борт, безымянный ручей в 4 км от устья	270
V-3-47	ОНЧ	Река Мархa, левый борт, безымянный ручей, впадающий напротив р. Курунг-Юрях в 4,5 км от устья	270
V-3-48	ОНЧ	Руч. Балаганнах, правый приток р. Накын в 6 км от устья	270
V-3-50	ОНЧ	Река Накын, левый борт в 5 км выше по течению от устья р. Терют-Тамах	270
V-3-51	ОНЧ	Река Накын, верховья правого безымянного лога напротив устья р. Терют-Тамах	262
V-3-53	ОНЧ	Река Мархa, правый берег в 3 км к югу от устья р. Курунг-Юрях	270
V-3-54	ОНЧ	Река Накын, правый борт, ручей напротив руч. Терют-Тамах в 4 км от устья	270
V-3-57	ОНЧ	Река Накын, правый берег в 2 км к западу от устья р. Терют-Тамаах	45
V-3-59	ОНЧ	Река Накын, левый борт в 1,7 км от устья руч. Терют-Тамах	270
V-3-60	ОНЧ	Река Накын, левый борт в 2,5 км на восток от устья руч. Терют-Тамах	270
V-3-61	ОНЧ	Река Терют-Тамах, приустьевая часть	227
V-3-64	ОНЧ	Река Накын, правый борт в 9 км от устья к северо-востоку	270
V-3-65	ОНЧ	Река Накын, правый борт в 5,6 км от устья к северо-востоку	270
V-4-1	ОНЧ	Река Ханния ниже устья р. Андай	46, 262
V-4-2	ОНЧ	Река Накын, верховья	251, 294

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-4-4	ОНЧ	Река Хання, правый борт. В 5,5 км на юг от устья р. Андай (по прямой)	252
V-4-5	ОНЧ	Река Накын, верховья	251
V-4-13	ОНДр	Река Дюлюнг-Оту, верховья, левый борт	241
V-4-15	ОНЧ	Река Ике, верховья, левый борт	246
V-4-16	ОНЧ	Руч. Сиэгилях, верховья, левый приток	246
V-4-18	ОНЧ	Руч. Сиэгилях, левый приток	246
V-4-19	ОНЧ	Руч. Весёлый, левый приток р. Накын	286
V-4-21	ОНЧ	Река Накын, 2 км вверх по течению от устья руч. Улардах	246
V-4-22	ОНЧ	Верховья руч. Весёлый, левого притока р. Накын	220
V-4-23	ОНЧ	Руч. Весёлый, левый приток р. Накын	220
V-4-24	ОНЧ	Руч. Сигэлээтиир-Салаа, правый приток р. Ике (верховья)	220
V-4-25	ОНЧ	Руч. Уолба-Юряге, правый приток р. Накын	251
V-4-26	ОНЧ	Река Накын, мелкий правый ручей в 6,5 км выше устья р. Дьюостаах-Юряге	251
V-4-27	ОНЧ	Руч. Халытор-Юрях, правый приток р. Накын, левый борт	252
V-4-29	ОНЧ	Руч. Хоронноох, правый приток р. Ике (верховья)	220, 288
V-4-30	ОНЧ	Река Ике, правый борт вблизи оз. Кута-Кюель	246
V-4-31	ОНЧ	Река Конончан, верховья	288
V-4-32	ОНЧ	Руч. Хатырык, правый приток р. Ике, 3 км от устья	288
V-4-33	ОНЧ	Руч. Хатырык, правый приток р. Ике в 2 км от устья	251, 287
V-4-34	ОНЧ	Река Ике, правый берег вблизи устья руч. Ачахтыр	220, 248, 288
V-4-35	ОНЧ	Левый склон долины р. Ике	220
V-4-36	ОНЧ	Водораздел верховий рек Конончан и Улардах	246
V-4-37	ОНЧ	Река Накын в районе устья руч. Дьюостаах-Юрях	252
V-4-38	ОНЧ	Руч. Улардах, левый приток р. Накын	220, 286
V-4-39	ОНЧ	Левый приток руч. Улардах	246

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-4-40	ОНЧ	Руч. Улардах, левый приток р. Накын	220
V-4-41	ОНЧ	Руч. Таба-Баса, правый приток р. Ике, верховья	220
V-4-42	ОНЧ	Руч. Таба-Баса, правый приток р. Ике, в 5 км выше устья	286
V-4-43	ОНЧ	Река Ике, правый отрог в верховьях в 3 км ниже устья руч. Таба-Баса	288
V-4-44	ОНЧ	Река Накын, левый безымянный приток напротив устья руч. Кюеллях	251
V-4-45	ОНЧ	Река Конончан, правый борт, верховья	170
V-4-46	ОНЧ	Водораздел верховый рек Конончан и Ике	251
V-4-47	ОНЧ	Река Терют-Тамах, верховья	252
V-4-48	ОНЧ	Водораздел верховий рек Конончан и Терют-Тамах	251
V-4-49	ОНЧ	Руч. Большой, левый приток р. Конончан в ее верховьях	220
V-4-50	ОНЧ	Река Конончан, левый борт, верховья	170
V-4-51	ОНЧ	Река Конончан, правый борт в верхнем течении	246
V-4-52	ОНЧ	Река Конончан, левый борт, распадок Хотонный	170
V-4-53	ОНЧ	Руч. Дорожный, правый приток р. Ике в 7 км от устья	288
V-4-54	ОНЧ	Руч. Дорожный, правый приток р. Ике, верховья	220
V-4-55	ОНЧ	Река Конончан, правый борт в 3 км к северо-западу от оз. Щучье	170
V-4-57	ОНЧ	Река Терют-Тамах в 12 км выше устья	251
V-4-58	ОНЧ	Водораздел верховий ручьев Озёрный и Левый Терют-Тамах	251
V-4-59	ОНЧ	Река Конончан, левый борт, верховья	170, 246
V-4-60	ОНЧ	Руч. Озёрный, выше озера	246
V-4-61	ОНЧ	Руч. Левый Терют-Тамах	246
V-4-63	ОНЧ	Река Терют-Тамах, в 8 км от устья	46
V-5-1	ОНЧ	Река Тюкян в 2,5 км выше устья р. Тенгкелях	248
V-5-2	ОНЧ	Река Тюкян в 1,8 км выше устья р. Тенгкелях	248
V-5-3	ОНЧ	Руч. Орготтах, приток р. Тенгкелях, верховья, в 20 км от устья по прямой	287

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-5-4	ОНЧ	Руч. Кэрэх-Юрэх, правый приток р. Тюкян	220
V-5-8	ОНЧ	Руч. Ирелях, левый приток р. Чильли, в 11 км выше устья	286
V-5-10	ОНЧ	Река Чильли в 20 м ниже устья руч. Улахан-Югюгэ	248
V-5-14	ОНЧ	Руч. Ирелях, левый приток р. Чильли, в 2,4 км выше устья	286
V-5-16	ОНЧ	Руч. Дорожный, правый приток р. Ике, 1 км от устья	286
V-6-5	ОНЧ	Река Тюнг, правый борт в 0,8 км выше устья руч. Мэйликан	244
VI-1-1	ОНЧ	Река Моркока, в 4 км ниже устья р. Ыарга-Юрях	47
VI-1-2	ОНЧ	Река Моркока	47
VI-1-4	ОНЧ	Река Моркока, 10 км выше устья р. Чагдалы	47
VI-1-5	ОНЧ	Река Чагдалы, в 9 км от устья (по прямой)	215
VI-1-6	ОНЧ	Река Чагдалы, ниже впадения руч. Туора-Юрях	215
VI-1-7	ОНЧ	Ручей Туора-Юрях, правый приток	51, 163
VI-1-9	ОНЧ	Ручей Кюель-Юрях, правый борт в 4 км выше устья	214
VI-1-11	ОНЧ	Река Ыгыатта в 4 км ниже устья руч. Юель-Юрях	264
VI-1-12	ОНЧ	Река Кютер, 0,5 км выше устья	163
VI-1-14	ОНДр	Река Ыгыатта, левый борт напротив устья руч. Хору	193; 214
VI-1-15	ОНЧ	Руч. Хору в 0,85 км от устья	265
VI-1-16	ОНДр	Руч. Хору, правый приток р. Ыгыатта	193, 214
VI-1-17	ОНЧ	Руч. Хору, левый борт в 2 км от устья	265
VI-1-21	ОНЧ	Река Кютер-Кюельлях в 2,6 км вниз по течению от оз. Кютер-Кюельлях	163
VI-1-22	ОНЧ	Река Кютер-Кюельлях, правый борт в 1,5 км вверх по течению от оз. Кютер-Кюельлях	263
VI-1-23	ОНЧ	Река Кютер-Кюельлях в 8 км от устья (по прямой)	295
VI-1-24	ОНЧ	Река Кютер-Кюельлях, у восточного берега оз. Кютер-Кюельлях	163
VI-1-26	ОНЧ	Река Кютер-Кюельлях в 1,8 км вниз по течению от оз. Кютер-Кюельлях	263

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-1-27	ОНЧ	Река Кютер-Кюельлях в 2,2 км вверх по течению от оз. Кютер-Кюельлях	163
VI-1-29	ОНЧ	Река Кютер-Кюельлях в 4 км вверх по течению от оз. Кютер-Кюельлях	163, 215
VI-1-30	ОНЧ	Река Кютер-Кюельлях в 0,1 км вверх по течению от оз. Кютер-Кюельлях	163
VI-1-31	ОНЧ	Междуречье Кютер и Кютер-Кюельлях	215
VI-1-32	ОНДр	Междуречье Кютер и Кютер-Кюельлях	295
VI-2-1	ОНЧ	Руч. Ого-Унгуохтах, 21 км по прямой на юго-восток от устья	215
VI-2-2	ОНЧ	Река Улахан-Дюктели в 6 км (по прямой) от устья руч. Аччыгый-Дюктели	215
VI-2-3	ОНЧ	Руч. Хыр-Эбе, правый приток р. Улахан-Дюктели	214
VI-2-4	ОНЧ	Река Улахан-Дюктели, среднее течение	51
VI-2-5	ОНЧ	Река Улахан-Дюктели в 400 м ниже устья руч. Аччыгый-Дюктели	215
VI-2-6	ОНЧ	Руч. Аччыгый-Дюктели в 400 м выше устья руч. Улахан-Дюктели	215
VI-2-7	ОНЧ	Руч. Аччыгый-Дюктели в 5 км выше устья	215
VI-2-8	ОНЧ	Река Дюдан, устье	214
VI-3-2	ОНЧ	Водораздел рек Нимелиме и Хайахтыыр	170
VI-3-3	ОНЧ	Водораздел рек Нимелиме и Хайахтыыр	170
VI-3-4	ОНЧ	Река Курунг-Делинде 0,4 км выше устья руч. Юс-Кюель-Юряге	214
VI-3-6	ОНЧ	Река Курунг-Делинде в 21 км (по прямой) выше устья	194
VI-3-8	ОНЧ	Река Нимелиме, правый борт руч. Щучий	170
VI-3-9	ОНЧ	Река Нимелиме, левый борт руч. Щучий	170
VI-3-12	ОНЧ	Река Нимелиме, левый борт руч. Щучий	170
VI-3-25	ОНЧ	Река Мархa, правый борт внутри Энердекской излучины	168
VI-3-27	ОНЧ	Река Мархa, правый борт вблизи пос. Энердек	168
VI-4-2	ОНЧ	Река Нимелиме, верховья в 20 км от устья по прямой на северо-восток	270
VI-4-3	ОНЧ	Река Нимелиме, верховья в 18 км от устья по прямой на северо-восток	50

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-4-5	ОНЧ	Руч. Сала-Иесяк, правый приток р. Иесяк в 4,5 км от устья	287
VI-4-7	ОНЧ	Река Конончан, правый борт в среднем течении	246
VI-5-2	ОНЧ	Река Чильли ниже устья р. Ике	248
VI-5-3	ОНЧ	Река Чильли, устье руч. Амбардах в 12 км ниже устья р. Ике	287
VI-5-6	ОНЧ	Река Киенг-Юрях в 2,7 км выше устья руч. Эрэнгдэ	250
VI-6-5	ОНЧ	Река Тюкян в 4,5 км (по прямой) выше устья руч. Ньэгэдях	287
		Минералы-спутники алмазов	
III-3-2	ШО	Тюкянский	195
III-4-22	ШО	Джарбан	243
III-5-25	ШО	Кугас-Юрях	179, 243
III-5-33	ШО	Кыят	179, 243
III-6-40	ШО	Илин-Сала	243
IV-3-5	ШО	Андайский	195
IV-3-15	ШО	Бестяхский	195
VI-1-8	ШО	Озерный	193, 214
VI-1-18	ШО	Кютерский	193
		Строительные материалы	
		Магматические породы	
		Основные и ультраосновные интрузивные породы	
VI-3-20	МК	Верхние Острова	246
V-4-6	МС/Э	Лиендокит	156
VI-1-10	МС	Ыгыаттинское	51
VI-1-28	МС	Междуречье	51
IV-3-9	ММ	Хання	39, 185
IV-3-14	ММ	Уллегиен	39, 185
V-3-10	ММ	Пристань	192

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
		Карбонатные породы	
		Известняки	
II-1-15	МС/Э	Верхне-Мунское, Участок № 2	217
II-1-20	МС/Э	Придорожное Мунское, участок № К1	261
II-1-22	МС/Э	Придорожное Мунское, участок № К2	261
II-1-25	МС/Э	Придорожное Мунское, участок № К3	261
II-2-9	МС/Э	Верхне-Мунское, участок № 1	217
II-1-21	ММ/Э	«121 км» (автодорога «Удачный – месторождение Верхне-Мунское»)	198
II-1-23	ММ/Э	«104 км» (автодорога «Удачный – месторождение Верхне-Мунское»)	198
II-1-24	ММ/Э	«93 км» (автодорога «Удачный – месторождение Верхне-Мунское»)	198
IV-3-1	ММ	Хання 1	39, 185
IV-3-4	ММ	Хання 2	39, 185
IV-3-8	ММ	Хання 3	39, 185
IV-3-12	ММ	Уллегиен 1	39, 185
IV-3-16	ММ	Уллегиен 2	39, 185
		Глинистые породы	
		Глины кирпичные	
VI-3-18	ММ	Верхние Острова	246
		Обломочные породы	
		Песчано-гравийный материал	
V-3-15	МС/Э	Марха	154
V-3-55	МС	Остров Подпорожный	252
V-3-66	МС	Остров Лунный	252
II-1-16	ММ/Э	Верхне-Мунское, Участок № 2	217
II-2-10	ММ/Э	Верхне-Мунское, Участок № 1	217
V-3-18	ММ	Челе	156

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-3-22	ММ	Верхние Острова	246
VI-1-19	П	Река Кютер-Кюельлях, левый борт	51
VI-1-25	П	Озеро Кютер-Кюельлях	51
		П е с ч а н и к	
V-4-7	МК/З	Дьяхтар	156
		Прочие ископаемые	
		Г и п с	
VI-3-10	П	Река Марха, правый берег в 1,5 км выше устья р. Курунг-Делинде	283
		Ц е л е с т и н	
I-2-6	П	Река Улахан-Мяк, верховья	20
I-2-7	П	Река Улахан-Мяк, верховья	20
I-2-8	П	Река Улахан-Мяк, верховья	20
VI-1-3	П	Река Чагдалы, в 2 км от устья	169
		Б и т у м	
I-1-2	П	Река Бэкэ, правобережье в 5,6 км к северо-западу от устья руч. Бэкэ-Курунг	19
I-1-3	П	Река Бэкэ, правобережье в 20 км к западу от устья руч. Бэкэ-Курунг	19
I-1-4	П	Река Бэкэ, правобережье в 18 км к западу от устья руч. Бэкэ-Курунг	19
II-1-27	П	Река Онгкучах	19
II-1-28	П	Река Онгкучах	19
II-5-12	П	Водораздел рек Улах-Юрях и Мунакан	209
III-1-10	П	Река Онгкучах, правый борт (правый приток р. Марха) в 13,6 км от устья. Скв. Мархинская опорная	191
		Соли	
		С о л и н а т р и е в ы е	
V-6-13	П	Река Тюкян, правый борт, скв. 1-П Тюкян-Тюнгская	232, 272

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-2-9	П	Скв. 3420 Садынская на правом притоке р. Аччыгый-Дюктели	51, 232
VI-3-32	П	Скв. 2250 Среднемархинская на левом борту р. Марха, ниже Энердекской излучины	273
VI-5-7	П	Река Чильли, правый борт, скв. 290 Южно-Сагытайская	175, 232
VI-6-9	П	Река Чильли, левый борт, скв. 292 Южно-Сагытайская	175, 232
		Подземные воды	
		Минеральные лечебные	
		Йодно-бромные	
III-1-11	П	Река Онгкучах, правый борт (правый приток р. Марха) в 13,6 км от устья. Скв. Мархинская опорная	191
		Питьевые	
		Пресные	
VI-6-8	ММ/Э	Бутулу участок	290

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое. Россыпные месторождения: РК – крупное, РС – среднее, РМ – малое. Промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь): Э – эксплуатируемые.

П – проявление; Р – россыпное проявление (россыпь) линейное; РП – россыпное проявление (внемасштабное); ПМ – пункт минерализации; ШО – шлиховой ореол; ШПр – шлиховая проба; отдельные находки: ОНЧ – в четвертичных отложениях, ОНДр – в более древних отложениях.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений месторождений и проявлений полезных ископаемых листа Q-50

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы				Прогнозные ресурсы			Площадь, км^2	Источник данных
				C_1	A + B + C_1	C_2	Заб.	P_1	P_2	P_3		
6.1	**Средне-Вилюйский (Нюрбинский) угольный район**										13311,7	
6.1.1	*Тюкянская буроугольная прогнозируемая площадь*	Бурый уголь	млн т							3217,5	3884,6	Паспорт № 5661358
8.1	**Среднеоленёкский алмазоносный рудно-россыпной район**										2437,5	
8.1.2	*Севернейский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел*	Алмазы коренные	млн карат							33,6*	531,6	[318}
		Алмазы россыпные	млн карат							1,08*		[291]
I-5-3	Малая россыпь Севернэй	Алмазы россыпные	млн карат			0,075*			0,358*			[197, 291]
10.1	**Муно-Тюнгский алмазоносный рудно-россыпной район**										51 640,9	
10.1.1	*Верхнемунский алмазоносный рудно-россыпной узел*	Алмазы коренные	млн карат							42	1539,0	[112]
II-1-9	Среднее месторождение Трубка Комсомольская-Магнитная	Алмазы коренные	млн карат	4,8744	4,8744	1,7329		3,9				[52, 112]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы				Прогнозные ресурсы			Площадь, км^2	Источник данных
				C_1	A + B + C_1	C_2	Заб.	P_1	P_2	P_3		
II-1-10	Среднее месторождение Трубка Новинка	Алмазы коренные	млн карат	7,9043	7,9043	2,6359		2,2				[52, 112]
II-2-6	Крупное месторождение Трубка Заполярная	Алмазы коренные	млн карат	17,8375	17,8375	3,9092		7,2				[52, 112]
II-2-7	Среднее месторождение Трубка Поисковая	Алмазы коренные	млн карат				1,9024					[52]
II-2-8	Среднее месторождение Трубка Деймос	Алмазы коренные	млн карат			1,5789		1,03				[52, 112]
II-1-5	Средняя россыпь Уула-ах-Муна	Алмазы россыпные	млн карат				0,426					[52]
10.1.2	*Чимидикян-Тюнгский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел*										12964,4	
III-4-4, 7–9; III-5-2-11, 13–15, 17,18	Россыпь верхнего течения р. Тюнг (включает в себя отдельные россыпи, россыпные проявления и ОНЧ)	Алмазы россыпные	млн карат						2,992*			[179, 239, 268, 293]
III-6-10–12, 15–17, 19, 22–24, 26, 28, 30, 36	Россыпь нижнего течения р. Чимидикян (включает в себя отдельные россыпи, россыпные проявления и ОНЧ)	Алмазы россыпные	млн карат						0,493*			[151, 239, 293]
IV-6-19	Участок Октябрьский	Алмазы россыпные	млн карат			0,03*						[239, 243]
IV-6-20	Участок Антоновский	Алмазы россыпные	млн карат			0,025*						[239, 243]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы				Прогнозные ресурсы			Площадь, км^2	Источник данных
				C_1	A + B + C_1	C_2	Заб.	P_1	P_2	P_3		
10.1.2.1	*Салакутская алмазоносная прогнозируемая площадь*	Алмазы коренные	млн карат							3,6	2704,7	Паспорт № 5661357
10.2	**Среднемархинский алмазоносный рудно-россыпной район**	Алмазы россыпные	млн карат							50	42 938,6	[112]
10.2.1	*Накынский алмазоносный рудно-россыпной узел*	Алмазы коренные	млн карат							66,6	1640,1	[112]
Поисковые участки	Верхнедяхтарский куст (3 объекта)	Алмазы коренные	млн карат						57,5			[112]
	Участки Лиственичный, Ханнинский (Северо-Западный), Оперяющий	Алмазы коренные	млн карат						40,4*			[206]
V-3-17	Крупная россыпь Нюрбинская	Алмазы россыпные	млн карат	14,5119	14,5119	12,5927		28,5*			20,5	[52, 206]
V-3-26	Проявление Кимберлитовое тело Озерное	Алмазы коренные	млн карат						10,1*			[206]
V-4-8	Крупное месторождение Трубка Нюрбинская	Алмазы коренные	млн карат	42,3703	42,3703	6,7665		12,56				[52, 112]
V-4-10	Крупное месторождение Трубка Ботуобинская	Алмазы коренные	млн карат	79,3872	79,3872	15,7782		3,63				[52, 112]
V-4-12	Проявление Дайка Мархинская	Алмазы коренные	млн карат					3,76				[112]
V-4-14	Среднее месторождение Кимберлитовое тело Майское	Алмазы коренные	млн карат	7,4261	7,4261	5,2778		4,43				[52, 112]

Индекс объекта прогноза, номер клетки	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы				Прогнозные ресурсы			Площадь, км^2	Источник данных
				C_1	A + B + C_1	C_2	Заб.	P_1	P_2	P_3		
10.2.2	*Ыгыаттинский алмазоносный рудно-россыпной прогнозируемый узел*										2847,1	
10.2.2.1	*Озерная алмазоносная прогнозируемая площадь*	Алмазы коренные	млн карат							43,5*	937,5	[214]
10.2.3	*Мархинский алмазороссыпной узел*										5565,6	
V-3-13	Средняя россыпь Усть-Ханя-Курунг-Юрях	Алмазы россыпные	млн карат			0,1166*						[270]
V-3-52	Средняя россыпь Участок Подпорожный	Алмазы россыпные	млн карат			0,1322*						[270]
VI-3-13	Малая россыпь Усть-Нимелиме	Алмазы россыпные	млн карат			0,065*						[270]
VI-3-16	Средняя россыпь Энердекский дражный полигон	Алмазы россыпные	млн карат				0,7407					[52]
]VI-3-28	Малая россыпь Нижние Острова	Алмазы россыпные	млн карат			0,046326*						[283]
VI-3-29	Средняя россыпь Дымок	Алмазы россыпные	млн карат			0,517892*						[204]
VI-3-34	Средняя россыпь Опытная	Алмазы россыпные	млн карат			0,238789*						[204]

* − авторские запасы и прогнозные ресурсы.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых листа Q-50

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого, ед. изм. ресурсов	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Нерудные полезные ископаемые, угли				
Твердые горючие ископаемые	Уголь бурый, млн т	1 РУ	P_3	3217,5
Коренные месторождения алмазов				
Драгоценные камни	Алмазы, млн кар	2 РРУ	P_1	38,71
		1 РРУ	P_2	108,0
		3 РРУ	P_3	142,2
		2 РП	P_3	47,1
Россыпные месторождения алмазов				
Драгоценные камни	Алмазы, млн кар	1 РРУ	P_1	28,5
		2 РРУ	P_2	3,84
		1 РРР	P_3	50,0
		1 РРУ	P_3	1,08

Примечание. РРР – рудно-россыпной район; РУ – рудный узел (прогнозируемая площадь); РРУ – рудно-россыпной узел; РП – рудное поле (в том числе прогнозируемая площадь).

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты-1000/3 листа Q-50 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Индекс и наименование объекта	Вид минерального сырья, единица измерения	Оценка ресурсов по категориям			Баланс ресурсов по результатам работ (+, –)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
			До начала работ	По результатам работ			
1	Тюкянская буроугольная прогнозируемая площадь (6.1.1 УБ/K_1)	Уголь бурый, млн т	–	P_3	3217,5	+3217,5	Прогнозируемая буроугольная площадь. Рекомендуются поисково-оценочные работы на бурый уголь в пределах площади распространения батылыхской свиты
2	Салакутская алмазоносная прогнозируемая площадь (10.1.2.1 di/D_3–C_1,J,Q)	Алмазы, млн кар	30	P_3	3,6	–26,4	Прогнозируемая алмазоносная площадь. Рекомендуется постановка ГДП-200 с детализацией в пределах прогнозируемой площади

Список буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований и карте прогноза на нефть и газ листа Q-50 – р. Марха

Номер клетки	Номер на карте	Авторский номер объекта	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
I-2	1	Гидр 204	Скважина гидрогеологическая 204, гл. 1200 м	[222], 204
II-4	2	Гидр 203	Скважина гидрогеологическая 203, гл. 1174 м	[222], 203
III-1	3	Бст 1201	Скважина Бысытыхская 1201, гл. 1986 м	[159], 1201
III-1	4	Мр 1-Р	Скважина Мархинская 1 опорная, гл. 2136 м	[191], 1-Р
III-1	5	Мр 1	Скважина Мархинская 1, гл. 507 м	[191], 1
III-1	6	Мр 2	Скважина Мархинская 2, гл. 2052 м	[191], 2-Р
III-2	7	Онк 2861	Скважина Онкучахская 2861, гл. 2116 м	[274], 286-1
IV-6	8	31/л-213	Скважина 31 линии 213, гл. 80 м	[300], 213/31
IV-6	9	30/л-213	Скважина 30 линии 213, гл. 94,4	[300], 213/30
IV-4	10	Эк-3430	Скважина Эйикская 3430, гл. 2300 м	[274], 343-0
IV-4	11	Мархр-Анд 3231	Скважина Мархинско-Андойская 3231, гл. 2690 м	[274], 323-1
V-2	12	Онх 2522	Скважина Онхойдохская 2522, гл. 2717 м	[200], 2522
V-2	13	Онх 2520	Скважина Онхойдохская 2520, гл. 2700 м	[274], 2520
V-3	14	Хан 3220	Скважина Ханнинская 3220, гл. 3280 м	[274], 322-0
V-2	15	Онх 2521	Скважина Онхойдохская 2521, гл. 2706 м	[200], 2521
V-6	16	Хорг 282	Скважина Хоргочумская 282, гл. 1296 м	[159], 282
V-6	17	Хорг 281	Скважина Хоргочумская 281, гл. 2506 м	[159], 281
V-6	18	Хорг 284	Скважина Хоргочумская 284, гл. 2001 м	[159], 284
V-6	19	Хорг 280	Скважина Хоргочумская 280, гл. 2719 м	[159], 280
V-3	20	Нк 2950	Скважина Накынская 2950, гл. 3238 м	[200], 295-0
V-6	21	3	Скважина 3, гл. 250 м	[250], 3
V-3	22	26/л38	Скважина 26 линии 38, гл. 200 м	[233], 38/26
V-3	23	29/1/л34	Скважина 29/1 линии 34, гл. 200 м	[233], 34/29/1
V-6	24	ТТн 302	Скважина Тюкян-Тюнгская 302, гл. 1560 м	[272], 302

Номер клетки	Номер на карте	Авторский номер объекта	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
V-4	25	СМ 4	Скважина СМ 4 (гидрогеологическая), гл. 1353 м	[160], 4СМ
V-6	26	ТТн 1	Скважина Тюкян-Тюнгская 1, гл. 3012	[272], 1
VI-3	27	30/10	Скважина 30 линии 10, гл. 195 м	[227], 10/30
VI-4	28	10/26	Скважина 26 линии 10, гл. 226 м	[227], 10/26
VI-6	29	2	Скважина 2, гл. 250 м	[250], 2
VI-3	30	38/л9	Скважина 38 линии 9, гл. 61 м	[227], 9/38
VI-3	31	30/л9,5	Скважина 30 линии 9,5, гл. 170 м	[227], 9,5/30
VI-4	32	Чч 2851	Скважина Чучуканская 2851, гл. 2601 м	[285], 285-1
VI-4	33	Чч 2852	Скважина Чучуканская 2852, гл. 2605 м	[285], 285-2
VI-6	34	Бд 330	Скважина Багадянская 330, гл.1660 м	[223], 330
VI-6	35	ЗТн 270	Скважина Западно-Тюнгская 270, гл. 2019 м	[223], 270
VI-4	36	Чч-1	Скважина Чучуканская 1, гл. 4000 м	[175], 1-П
VI-6	37	ЗТн 271	Скважина Западно-Тюнгская 271, гл. 2020 м	[223], 271
VI-6	38	ЗТн 273	Скважина Западно-Тюнгская 273, гл. 1653 м	[223], 273
VI-6	39	ЗТн 274	Скважина Западно-Тюнгская 274, гл. 2040 м	[223], 274
VI-3	40	Дд-2910	Скважина Дюданская 2910, гл. 3507 м	[200], 291-0
VI-6	41	ЗТн 272	Скважина Западно-Тюнгская 272, гл. 2000 м	[223], 272
VI-4	42	Ср.Кон 1	Скважина Среднеконончанская 1, гл. 3706 м	[273], 1-П
VI-6	43	5	Скважина 5, гл. 251 м	[250], 5
VI-1	44	12/16	Скважина 16 линии 12, гл. 200 м	[193], 12/16
VI-1	45	12/18	Скважина 18 линии 12, гл. 201,6 м	[193], 12/18
VI-1	46	11/51	Скважина 51 линии 11, гл. 125 м	[215], 11/51
VI-1	47	11/55,5	Скважина 55,5 линии 11, гл. 139 м	[215], 11/55,5
VI-1	48	11/26	Скважина 26 линии 11, гл. 152 м	[193], 11/26
VI-3	49	См-2250	Скважина Среднемархинская 2250, гл. 4271 м	[273], 225-0
VI-1	50	0/20	Скважина 20 линии 0, гл. 158 м	[193], 0/20
VI-2	51	Садынс 3420	Скважина Садынская 3420, гл. 3247 м	[200], 342-0
VI-1	52	21/9	Скважина 9 линии 21, гл. 80 м	[215], 21/9
VI-1	53	21/2	Скважина 2 линии 21, гл. 50,5 м	[215], 21/2
VI-1	54	21/6	Скважина 6 линии 21, гл. 28 м	[215], 21/6
VI-1	55	21/4	Скважина 4 линии 21, гл. 46,5	[215], 21/4
VI-1	56	26	Скважина 26, гл. 90 м	[51], 87

Номер клетки	Номер на карте	Авторский номер объекта	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
VI-6	57	Юсг 292	Скважина Южно-Сагытайская 292, гл. 3093 м	[175], 292
VI-1	58	23	Скважина 23, гл. 32 м	[175], 23
VI-5	59	Юсг 290	Скважина Южно-Сагытайская 290, гл. 3433 м	[175], 290
VI-6	60	Юсг 291	Скважина Южно-Сагытайская 291, гл. 2157 м	[175], 291

Список буровых скважин/шурфов, показанных на карте четвертичных образований листа Q-50 – р. Марха

Номер клетки	Номер на карте	Авторский номер объекта	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы
I-2	1	57	Шурф 57, гл. 20 м	304
II-3	2	64	Шурф 64, гл. 20 м	304
IV-6	3	14	Шурф 14, гл. 2,8 м	192
IV-5	4	24	Скважина 24, гл. 8,2 м	192
V-3	5	Н-153	Скважина Н-153, гл. 26,3 м	233
V-3	6	Н-191	Скважина Н-191, гл. 32,8 м	233
V-4	7	Т-66/1	Скважина Т-66/1, гл. 143,5 м	233

Список буровых скважин, показанных на гидрогеологической схеме листа Q-50 – р. Мархa

Номер клетки	Номер на карте	Авторский номер объекта	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
I-2	1	Гидр 204	Скважина гидрогеологическая 204, гл. 1200 м	[222], 204
II-4	2	Гидр 203	Скважина гидрогеологическая 203, гл. 1174 м	[222], 203
II-2	3	Гидр 13	Скважина гидрогеологическая 13, гл. 1300 м	[222], 13
V-3	4	Хан 3220	Скважина Ханнинская 3220, гл. 3280 м	[274], 322-0
V-4	5	5ГВ	Скважина гидрогеологическая 5ГВ, гл. 1000 м	[160], 5ГВ
V-4	6	1ГВ	Скважина гидрогеологическая 1ГВ, гл. 995 м	[160], 1ГВ
VI-2	7	Садынс 3420	Скважина Садынская 3420, гл. 3247 м	[200], 342-0
VI-6	8	Гидр 17	Скважина гидрогеологическая 17, гл. 130 м	[290], 17

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

Номер клетки	Номер на карте фактов	Наименование геологического подразделения (обьект датирования)	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
						Координата X (м) или десятичные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятичные градусы (с. ш.)	
IV-6	3011/2	Долериты вилюйско-мархинского комплекса	Циркон	Изотопно-геохронологический U-Pb анализ по циркону SHRIMP	291,0 ± 9,8	119,4306140954	65,5552590376	Настоящая работа, т.н. 3011-2
V-4	1/13-Ч	Кимберлиты накынского комплекса	Флогопит	Рубидий-стронциевый анализ по флогопиту	454,5 ± 5,9	117,0453191206	65,0131380483	Настоящая работа, карьер Нюрбинский т.н. 1
V-4	1/7-Ч	Долериты вилюйско-мархинского комплекса	Циркон	Изотопно-геохронологический U-Pb анализ по циркону SHRIMP	1748 ± 27	117,0453191206	65,0131380483	Настоящая работа, карьер Нюрбинский т.н. 1
V-4	4/6-Ч	Долериты вилюйско-мархинского комплекса	Циркон	Изотопно-геохронологический U-Pb анализ по циркону SHRIMP	397,4 ± 4,5	117,0605584616	65,0849687223	Настоящая работа, карьер Лиендокит т.н. 4
V-4	5/0-Ч	Кимберлиты накынского комплекса	Флогопит	Рубидий-стронциевый анализ по флогопиту	454,5 ± 5,9	117,0447686491	65,0131043441	Настоящая работа, карьер Нюрбинский т.н. 5
V-4	8/1-Ч	Кимберлиты накынского комплекса	Флогопит	Рубидий-стронциевый анализ по флогопиту	454,5 ± 5,9	117,0445338408	65,0134873813	Настоящая работа, карьер Нюрбинский т.н. 8

Q-50. Вклейка. Заказ 42214000

Петрохимическая и геохимическая характеристика картографируемых образований

№ п/п	Аппаинская свита (D_3ap)					Вилюйско-мархинский комплекс кварцевых долеритов ($q\beta$-$q\nu D_3$–C_1vm)																												
						Дайки, ориентированные по аз. СЗ-С 290–360° (бывший среднемархинский комплекс $v\beta D_1sm$)							Дайки, ориентированные по аз. СВ 45–60°					Дайки, ориентированные по аз. СВ-ВСВ 50–80° (бывший дьяхтарский комплекс $q\mu$-$q\beta D_3dh$)																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	Базальты					Долериты							Долериты					Долериты															Карбонат-базитовые контактовые брекчии			
№ пробы	37/1	31/2	31/1	46/2	36/1	11/2	1017/1	4/5	4/6	2/1	1001/2	1001/1	8/3	1036	1022/1	1014/2	4005/1	5/5	23/1	21/2	12	1/5	1/1	2/2	1/2	1/8	1/4	1/7	1/3	5/4	1/6	12/2	5/1	12/1	1/11	1/11a
SiO_2	49,3	49,1	49,0	48,0	47,4	49,4	48,5	48,4	47,9	47,3	46,9	38,4	49,3	49,0	48,2	47,8	45,9	50,2	49,3	48,8	48,2	47,1	47	46,8	46,6	46,6	46,6	46,2	46	45,9	45,5	45,5	39,5	35,7	35,1	33,1
TiO_2	2,51	2,50	2,49	2,34	2,54	2,29	2,71	3,80	4,60	4,90	4,69	4,93	2,26	2,33	2,56	2,07	14,4	3,2	2,38	2,34	3,67	5,2	5,1	4,66	5	5,1	5,2	4,4	4,9	4,67	5,1	5,4	4,25	2,85	0,31	0,51
Al_2O_3	14,3	14,4	14,2	15,0	14,1	13,7	12,7	13,1	11,8	14,3	14,1	13,7	14,5	13,4	13,4	14,2	2,78	11,5	13,3	14,1	13,3	12,4	12	14,7	12	12,5	12,1	12,4	11,9	11,6	12,1	12,5	8,08	10,7	3,74	6,1
$Fe_2O_{3общ.}$	13,6	13,6	13,7	12,7	14,0	13,9	15,5	15,2	18,4	13,3	14,0	23,5	12,4	14,8	15,2	13,7	16,0	17,3	14,8	14,7	13,9	17,2	15,6	13,3	14,6	14,9	17,6	16,1	15	10,3	16,1	14,3	5,36	8,43	8,39	3,87
MnO	0,18	0,16	0,16	0,14	0,20	0,22	0,23	0,19	0,29	0,14	0,13	0,08	0,17	0,2	0,22	0,22	0,22	0,15	0,22	0,21	0,17	0,15	0,13	0,1	0,12	0,11	0,16	0,14	0,1	0,05	0,16	0,09	0,031	0,03	0,017	0,022
MgO	6,60	6,00	6,14	6,33	7,00	6,10	5,72	6,24	4,71	4,49	5,63	7,36	5,96	5,72	6,31	7,06	5,92	4,32	5,79	5,66	4,61	5,98	6,88	5,73	8,17	7,17	5,72	8,96	5,75	7,51	5,69	8,74	14,6	17,7	32,5	32,6
CaO	9,78	10,00	10,10	10,70	10,70	10,20	9,91	8,01	8,24	9,61	9,11	2,80	10,3	10,6	9,52	10,3	10,4	6,56	10,2	8,44	9,05	5,66	5,65	9,45	3,99	6,02	5,49	5,59	8,28	8,17	7,89	5,8	14,2	9,73	5,17	6,7
Na_2O	2,29	2,35	2,32	2,33	2,10	2,16	2,18	2,01	1,84	2,63	2,36	1,23	2,34	2,14	2,18	2,01	2,28	2,1	2,1	2,37	2,13	1,9	1,68	2,39	1,41	1,77	1,53	1,49	1,7	0,41	1,67	1,81	0,13	0,41	<0,1	0,44
K_2O	0,90	0,91	0,88	0,82	0,70	1,00	1,13	1,47	1,54	1,57	1,59	2,15	0,97	1,06	1,13	1,00	0,79	2,25	1,01	1,89	1,76	2,3	3,36	1,54	4,6	2,87	3,6	0,94	1,86	5,42	2,33	2,33	1,63	3,5	0,13	0,16
P_2O_5	0,30	0,31	0,30	0,27	0,27	0,24	0,26	0,42	0,49	0,58	0,57	0,52	0,24	0,25	0,26	0,22	0,28	1,46	0,26	0,26	0,72	0,78	0,78	0,58	0,8	0,76	0,78	0,59	0,75	0,72	0,64	0,74		0,48	0,16	0,29
ппп	0,39	0,54	0,47	1,13	0,77	0,62	0,85	1,09	0,44	0,92	0,77	5,30	1,51	0,44	0,81	1,18	0,19	0,94	0,58	1,12	2,35	1,19	1,63	0,77	2,52	2,21	1,12	3,37	3,57	5,16	2,63	2,64	12,3	10,4	14	16,1
Сумма	100,0	99,90	99,80	99,80	99,80	99,90	99,80	100,0	100,0	99,70	99,90	99,90	100	99,9	99,7	99,8	99,2	100	100	99,9	99,9	99,9	99,8	100	99,8	99,9	99,8	100	99,9	99,9	99,8	99,9	100	99,8	99,5	99,9
La	19,3	23	20	18,5	18,6	20,9	19,3	26,9	31,7	35,7	35,7	29,6	19,4	19,7	21,7	16,5	23,3	74,8	17,7	20,4	44	49,2	45,8	35,3	46,6	41,4	51,6	34,5	45,9	38,2	41,1	43,5	20	28,2	4	8,2
Ce	44,8	53,4	45	40,6	42,3	47,5	45,8	59,1	69,3	85,5	83,3	72,4	45	44,8	48,9	37,8	51,2	175	40,1	47,3	99,7	118	111	86,8	111	98	117	74,7	106	86,1	97,7	101	63,8	76,7	8,13	18,9
Pr	6,07	7,23	6,02	5,51	5,59	6,08	5,98	7,67	9,27	11,4	11,1	9,83	5,92	5,66	6,94	5,05	6,41	24,7	5,21	5,99	13,1	15,4	14,8	11,9	14,3	13,3	16,1	10,5	14,2	10,9	13	14,1	9,92	11,3	1,01	2,48
Nd	26,2	32,6	26,9	23,7	24,8	27,9	26	32,9	39,3	49,5	48,4	41,9	26,9	25,4	28,1	22,4	29,9	101	23,8	26,4	54,7	66	63	50,4	63,5	57,2	67,8	43,8	63,1	48,6	55,8	56,2	45,6	47,6	4,34	10,4
Sm	5,51	7,12	6,21	5,77	5,85	7,23	6,34	7,23	9,2	11,1	12	9,17	6,4	6,24	7,03	5,39	7,25	25,5	5,83	6,19	12,9	17,1	15,4	11,7	16	13,9	16,2	10,3	15,6	11,2	13,8	12,9	11,7	12,3	1,01	2,45
Eu	2,1	2,35	1,99	1,94	1,87	2,11	1,9	2,08	2,67	3,42	3,41	2,89	2,2	1,89	2,16	1,88	2,13	5,79	1,79	1,94	3,54	4,15	3,75	3,55	3,41	3,31	3,96	2,18	3,95	2,55	3,58	2,96	2,24	3,84	0,21	0,38
Gd	5,84	6,7	5,71	5,13	5,51	6,52	5,82	7,17	9,44	9,41	9,08	7,67	5,94	5,74	6,19	5,05	6,62	22,9	5,36	6,2	12,7	14,9	14,6	9,59	14	12,5	15,6	9,8	14,5	11,3	12,4	12,4	11,4	11,4	0,98	2,27
Tb	0,82	0,94	0,88	0,84	0,96	1,05	0,89	1,20	1,54	1,15	1,14	0,93	0,95	0,94	0,99	0,8	1,04	3,29	0,88	0,91	2,03	2,14	2	1,15	1,96	1,94	2,27	1,64	2,05	1,83	1,92	1,75	1,86	1,66	0,15	0,38
Dy	5,15	5,58	5,05	4,79	5,41	5,99	5,41	6,94	8,65	6,49	5,99	4,8	5,58	5,3	5,87	4,8	6,22	18,8	5,27	5,48	11,1	12,4	11,7	6,06	11,4	10,6	13,1	8,63	11,4	10,2	10,5	9,63	10,9	9,01	0,92	1,83
Ho	1,03	1,16	1,02	1,00	1,11	1,18	1,13	1,29	1,73	1,21	1,19	0,87	1,08	1,12	1,11	0,97	1,29	4,1	1,08	1,15	2,09	2,62	2,5	1,18	2,42	2,23	2,71	1,78	2,53	1,94	2,46	2,05	2,06	1,94	0,16	0,41
Er	2,88	3,07	2,93	2,55	2,95	3,36	3,27	3,66	4,64	3,20	2,97	2,05	3,21	3,01	3,35	2,76	3,62	11	2,91	3,09	5,94	7,34	6,59	2,94	6,93	6,21	7,47	4,57	6,93	5,28	6,27	5,77	5,69	4,91	0,51	0,95
Tm	0,41	0,41	0,39	0,41	0,43	0,41	0,41	0,54	0,68	0,36	0,33	0,28	0,45	0,42	0,44	0,36	0,52	1,38	0,42	0,44	0,83	0,88	0,86	0,37	0,86	0,76	0,95	0,63	0,84	0,76	0,81	0,68	0,76	0,69	0,093	0,15
Yb	2,34	2,46	2,55	2,1	2,74	3,18	2,57	3,02	4,22	2,36	2,1	1,51	2,91	2,6	2,72	2,5	3,27	7,96	2,5	2,92	4,79	5,41	5,48	2,04	5,29	4,73	5,61	3,83	5,15	4,44	4,75	4,05	4,5	3,85	0,63	1,02
Lu	0,37	0,38	0,34	0,31	0,43	0,42	0,4	0,47	0,59	0,32	0,32	0,2	0,39	0,38	0,4	0,39	0,52	1,19	0,41	0,4	0,66	0,77	0,78	0,27	0,79	0,68	0,79	0,56	0,74	0,56	0,69	0,63	0,63	0,6	0,11	0,14
V	336	355	344	325	317	393	372	272	368	372	351	358	376	358	366	345	328	144	352	355	244	429	400	365	407	360	429	260	379	312	392	412	192	248	31,1	55,3
Cr	148	145	165	179	143	107	48,2	60,3	11,3	73,5	65,1	62,2	104	79,9	62,4	117	117	4,68	61,5	34,4	8,22	42,2	45,2	68,9	45,2	45,7	46,7	27,1	38,4	41,1	42	63,2	37,8	68,1	191	463
Ni								60,2	38,3								67,3				21,3							47,6		40,3			28,1		1120	
Rb	17	20,5	16,8	16,9	14	21,2	21,8	26,1	32,4	37,9	36,7	44,1	18,2	19,9	23,2	17,3	14,8	50,1	17,3	33,5	26,7	42,7	47,4	37,7	61,2	33,6	67,1	20,5	29,1	48,9	35,9	35,6	14,6	67,4	<2	<2
Sr	373	406	362	404	292	346	390	410	312	694	651	689	377	295	293	322	321	412	274	416	417	431	804	679	907	600	1010	214	494	340	366	414	205	220	152	191
Zr	163	175	161	150	169	174	164	214	268	279	269	261	167	160	178	141	198	699	144	168	376	501	496	279	512	423	498	335	455	362	415	434	264	294	45,5	86,2
Nb	21,7	22,4	21,5	19,1	21,6	22,2	21,8	30	36,2	37,4	36,7	35,2	20,6	19,8	22,6	18	24,3	73,5	19,1	20,9	42,2	54,2	57,2	37,4	59,5	47,8	56,3	40,8	51,8	40,4	49,1	49,8	36,7	31,5	7,67	12,8
Ba	265	315	258	272	177	267	251	264	327	403	373	513	247	212	232	275	223	262	203	228	227	274	356	375	484	252	289	87,3	175	313	217	199	62	119	6,56	16,2
Ta	1,32	1,41	1,23	1,07	1,36	1,35	1,27	2,07	2,58	2,49	2,44	2,41	1,22	1,21	1,36	1,1	1,51	4,71	1,17	1,27	3,14	3,75	3,58	2,44	3,86	3,14	3,57	2,89	3,2	3,01	2,99	3,32	2,91	2,03	0,36	0,67
Pb								1,11	2,22								2,76				2,08							2,11		10,4			<1.0		17,6	
Th	2,01	2,19	1,88	1,87	1,93	2,13	2,1	3,26	3,31	4,05	4	3,81	2,01	1,99	2,54	1,63	2,61	8	1,76	2,02	4,5	5,86	5,38	4,04	5,52	4,88	5,65	4,31	4,91	4,26	4,64	4,73	4,61	4,35	1,74	2,44
U	0,52		0,5	0,49	0,58	0,65	0,61	0,8	0,88	1,12	1,06	1	0,63	0,59	0,73	0,43	0,7	2,56	0,5	0,62	1,37	1,76	1,56	1,1	1,76	1,53	1,69	1,03	1,53	1,2	1,39	1,69	0,68	4,06	0,38	0,54

Список стратотипов и петротипов, вынесенных на карту фактического материала листа Q-50 – р. Мархa

Номер клетки	Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы
II-2	1	Петротип верхнемунского кимберлитового комплекса (трубка Заполярная)	260
IV-6	4	Гипостратотип тюнгской свиты	300
V-3	3	Стратотип дьяхтарской толщи	299
V-4	2	Петротип среднемархинского комплекса (карьер Лиендокит)	156
V-4	3	Петротип вилюйско-мархинского комплекса (Дьюктелинская дайка)	93
V-4	4	Петротип Накынского кимберлитового комплекса (трубка Нюрбинская)	78, 83, 282
V-4	5	Петротип дьяхтарского комплекса (дайка, секущая трубку Нюрбинская)	282
V-4	6	Петротип катангского комплекса (Ыгыаттинская интрузия)	92
V-6	1	Стратотип тюкянской свиты	82
VI-3	2	Стратотип харьяюряхской свиты	67

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. *М. В. Герасимова, В. Г. Черенков* 3
Стратиграфия 15
Архейская акротема. *В. Г. Черенков* 16
Протерозойская акротема, нижнепротерозойская эонотема. *В. Г. Черенков* 19
Верхний протерозой, рифейская эонотема. *М. В. Герасимова* 20
Вендская система. *М. В. Герасимова* 22
Палеозойская эратема. *М. В. Герасимова* 29
Кембрийская система 29
Кембрийская система, верхний отдел – ордовикская система, нижний отдел 47
Ордовикская система – силурийская система 49
Силурийская система. *М. В. Герасимова* 52
Девонская система. *М. В. Герасимова* 52
Палеозойская эратема, каменноугольная система, средний отдел – мезозойская эратема, триасовая система, нижний отдел. *М. В. Герасимова* 56
Каменноугольная система, верхний отдел 56
Пермская система 58
Триасовая система 61
Триасовая система – юрская система 65
Юрская и меловая системы 66
Юрская система 66
Меловая система 73
Кайнозойская эратема. Палеогеновая система. *Н. С. Посошкова* 75
Четвертичная система 77
Магматизм. *В. Г. Черенков, В. П. Корнилова* 101
Интрузивные образования основного состава раннерифейского возраста ... 101
Интрузивные образования основного состава среднепалеозойского возраста 103
Щелочно-ультраосновные породы среднепалеозойского возраста 147
Интрузивные образования основного состава мезозойского возраста 176
Тектоника. *В. Г. Черенков* 182
Нижний структурный этаж (архей – нижний протерозой) 183
Верхний структурный этаж (рифей – фанерозой) 184
Складчатые и разрывные дислокации 190
Глубинное строение площади по данным интерпретации результатов геофизических работ 206
История геологического развития. *М. В. Герасимова, В. Г. Черенков* 210
Геоморфология. *Н. С. Посошкова* 220

Полезные Ископаемые. *В. Г. Черенков, И. В. Чернова* 233
Твердые горючие ископаемые 233
Металлические ископаемые 237
Неметаллические ископаемые 240
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района 298
Основные эпохи рудообразования. *В. Г. Черенков* 298
Основные факторы, контролирующие формирование и размещение полезных ископаемых. *В. Г. Черенков* 302
Минерагеническое районирование и характеристика минерагенических подразделений. *И. В. Чернова, В. Г. Черенков* 306
Прогнозные ресурсы полезных ископаемых и оценка перспектив района. *В. Г. Черенков, И. В. Чернова* 319
Оценка перспектив нефтегазоносности. *И. В. Лаврикова* 334
Гидрогеология 346
Эколого-геологическая обстановка 362
Заключение 370
Список литературы 379
Приложение 1. Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации, шлиховых ореолов полезных ископаемых, показанных на листе Q-50 – р. Марха Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 395
Приложение 2. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений месторождений и проявлений полезных ископаемых листа Q-50 426
Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых 430
Приложение 4. Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления Госгеолкарты-1000/3 листа Q-50 – р. Марха прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов 431
Приложение 5. Список буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований и карте прогноза на нефть и газ 432
Приложение 6. Список буровых скважин/шурфов, показанных на карте четвертичных образований 435
Приложение 7. Список буровых скважин, показанных на гидрогеологической схеме 436
Приложение 8. Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов ..... вклейка
Приложение 9. Петрохимическая и геохимическая характеристика картографируемых образований ..... вклейка
Приложение 10. Список стратотипов и петротипов, вынесенных на карту фактического материала листа Q-50 437

Научное издание

Герасимова Марина Викторовна,
Черенков Владимир Георгиевич,
Посошкова Нина Сергеевна
и др.

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Анабаро-Вилюйская

Лист Q-50 – р. Марха

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор, компьютерная верстка *А. С. Смирнова*

Подписано в печать 11.04.2024. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 27,5 + 8 вкл., Уч.-изд. л. 38,36.
Тираж 100 экз. Заказ 42214000

Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А. П. Карпинского
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: izdatel@karpinskyinstitute.ru

Отпечатано на Картографической фабрике Института Карпинского
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@karpinskyinstitute.ru

ISBN 978-5-00193-633-6