

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
им. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)
ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ)
«ЯКУТСКАЯ ПОИСКОВО-СЪЕМОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ (ГУП РС (Я) «ЯПСЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Верхояно-Колымская

Лист Q-52 – Верхоянские цепи

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(268.52-13)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. 335 с. + 6 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ГУП РС(Я) «ЯПСЭ»).

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований западной части Верхояно-Колымской складчатой области и примыкающей к ней восточной части Сибирской платформы. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения.

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

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 15, ил. 19, список лит. 361 назв.

Авторы

*О. И. Щербаков, А. П. Кропачев, Г. Н. Гамянин, В. С. Гриненко,
В. Г. Князев, В. И. Метелев, И. В. Павлова, А. В. Прокопьев, М. И. Розинов,
Г. Г. Серкина, Л. И. Сметанникова, А. М. Трущелев, С. С. Федорова*

Материалы по листу Q-52 – Верхоянские цепи одобрены Главной редколлекцией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Главный научный редактор *А. П. Кропачев*

© Роснедра, 2008

© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2007

© ГУП РС(Я) «ЯПСЭ», 2007

© Коллектив авторов, 2007

© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа расположена на Северо-Востоке России; ограничена координатами 64 и 68° с. ш., 126 и 132° в. д. Охватывает центральную часть Верхоянской горной системы, представленную Верхоянским и Орулганским хребтами. С запада вдоль Верхоянского хребта располагается Приленская равнина, с востока примыкает Янское плоскогорье. Верхоянский хребет состоит из ряда параллельных гряд и цепей, вытянутых в близмеридиональном или северо-западном направлении, согласно с простираем складчатых структур (рис. 1). Наивысшая абсолютная отметка хребта 2389 м.

Янское плоскогорье также представляет собой серию субмеридиональных гряд, совпадающих с направлением складчатости и обладающих сглаженными и округлыми вершинами. Приленская равнина включает в себя террасированные долины рек Лена и Вилюй (левый приток р. Лена) и предгорную полосу со слаборасчлененным, местами увалистым, рельефом.

Современная речная сеть принадлежит к бассейнам рек Лена и Яна. Основная речная артерия – р. Лена (протяженность в пределах листа около 80 км); ее правые притоки текут, в общем, вкрест простираения горной системы. Крупнейшими из них являются реки Сынча, Соболах, Ундюлюнг, Дяньшка, Ляписке. Они, как правило, мелководные, быстрые, изобилуют перекатами и порогами, длина их 100–200 км. Реки Дулгалах (длина 400 км), Бытантай (длина 270 км) с притоками Бильлях, Улахан-Саккырыр, Аччагый-Саккырыр принадлежат к бассейну р. Яна. Они также имеют горный характер. Судосходны реки Лена и Вилюй, на некоторых других возможно плавание на лодках. На территории имеется довольно много озер, преимущественно ледникового происхождения.

Климат резко континентальный, с суровой с продолжительной мало-снежной зимой и жарким коротким летом. Температура зимой иногда опускается ниже –60 °С, а летом нередко поднимается выше +30 °С. Среднегодовая температура –11 °С. Среднегодовое количество осадков в виде дождя и снега минимальное – около 300–350 мм/год. Устойчивый снежный покров устанавливается в начале октября. Ледостав происходит в конце октября. Вскрываются реки во второй половине мая.

На большей части территории листа распространены горные тундры, местами в сочетании с кустарниками и лугами. Ландшафт северотаежных редкостойных лиственничных лесов не поднимается выше абсолютной отметки 1000–1300 м. Растительность представлена лиственницей даурской,

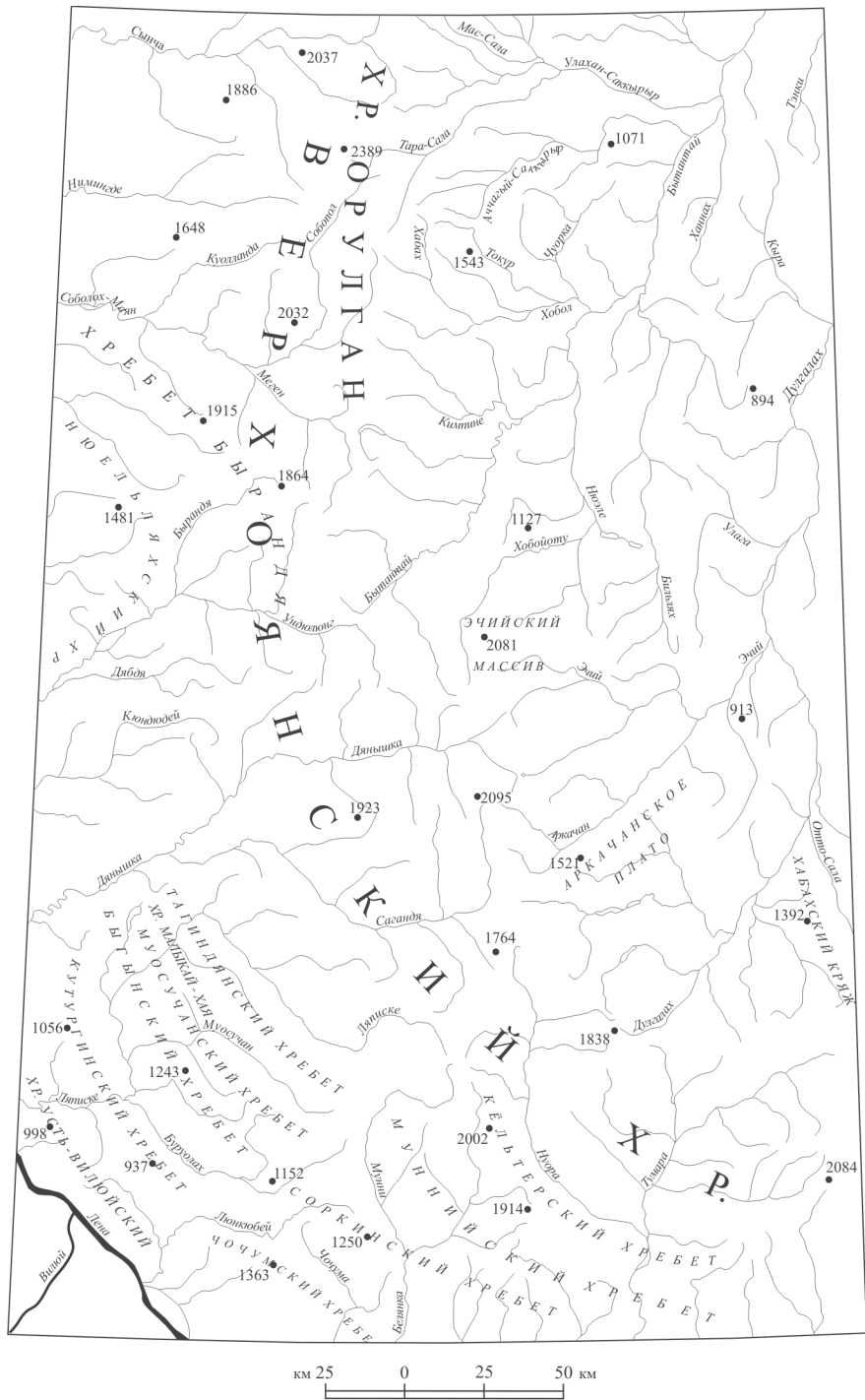


Рис. 1. Орографическая схема.

зарослями кедрового стланика, карликовой березки, тальника, ольхи и т. п. В долинах крупных рек растут береза, тополь, чозения, рябина, кусты смородины, шиповника.

Животный мир представляют лось, дикий олень, горный баран, редко кабарга, бурый медведь, волк, лисица. Объектами пушного промысла являются белка, горностай, песец. В отдельные годы многочисленны зайцы, мелкие грызуны (пищухи, лемминги, еврашки и др.). Мир пернатых представляют куропатки, совы — постоянные обитатели этих мест; весной прилетают утки, гуси, лебеди. В реках и озерах водятся осетр, нельма, ленок, мальма, хариус, сиг, окунь, щука.

В административном отношении территория листа принадлежит к Республике Саха (Якутия). Население, якуты и эвены, проживает в основном в небольших поселках по долинам крупных рек; занимается оленеводством, коневодством, рыбной ловлей, охотой.

Между населенными пунктами сообщение осуществляется главным образом с помощью авиации. Грузоперевозки по площади возможны тракторами, вездеходами, вертолетами, а в зимнее время автомобильным транспортом по зимнику.

В геологическом отношении территория листа располагается в области сочленения двух крупнейших современных геоструктур — Сибирской платформы и Верхояно-Черского коллизионного орогенного пояса, локализованного на западе Верхояно-Колымской складчатой области.

В истории геологической изученности региона можно выделить три этапа. Первый — охватывает период с начала XVIII в., когда в 1715 г. местным жителем Тимофеем Кычкиным было открыто Эндыбальское серебро-свинцовое месторождение, и до начала 1930-х годов. Исследования в это время носили рекогносцировочный характер; в результате были получены первые сведения о распространении палеозойских, триасовых, юрских и четвертичных отложений.

Второй этап — начало 1930-х — конец 1970-х годов. С организацией в 1931 г. Якутского геологоразведочного треста исследования в Верхоянье принимают планомерный характер. В 1963 г. была издана Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительная записка к ней под редакцией Т. Н. Спижарского.

К концу 1970-х годов вся территория была заснята геологической съемкой в масштабе 1 : 1 000 000. Одновременно, начиная с середины 1950-х годов, проводились поисковые и поисково-разведочные работы, разномасштабные геологические съемки с целью последующего полистного издания геологических карт масштаба 1 : 200 000.

Большое количество материалов, полученных в результате региональных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000, требовало своевременного и качественного их обобщения, научно обоснованного прогноза поисков оруденения. В связи с этим возрастает роль тематических и научно-исследовательских работ, осуществлявшихся как силами производственных организаций, так и работниками ведущих геологических институтов: ВСЕГЕИ, НИИГА, ИГ ЯФ СО АН СССР и др.

К началу 1970-х годов для отдельных районов Верхоянского хребта и его западных отрогов, охватывающих Предверхоянский прогиб, были вы-

работаны рабочие стратиграфические схемы, что способствовало выводу на новый уровень планового регионального изучения территории и геологического ее картографирования.

В 1982 г. была одобрена к печати, а в 1984 г. издана Геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия), лист Q-52, 53 – Верхоянск и объяснительная записка к ней под редакцией Л. М. Натапова [58].

Третий этап – с начала 1980-х годов до настоящего времени. Уже к середине 1980-х годов практически вся территория листа была покрыта Государственной геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, большая часть подготовленных к изданию листов успешно прошли апробацию в НРС ВСЕГЕИ и были опубликованы. В этот период основной упор был сделан на проведение тематических работ, направленных на изучение общих закономерностей геологического строения отдельных районов и размещения на этих территориях месторождений полезных ископаемых. На основе геологосъемочных и картосоставительских (масштаба 1 : 200 000–1 : 50 000), с учетом материалов тематических и научно-исследовательских работ были составлены Геологическая карта листа Q-52 масштаба 1 : 500 000 (Урзов А. С., Прокопьев В. С.), прогнозно-металлогеническая карта масштаба 1 : 500 000 (Мишин В. М., Волкодав И. Г.), структурно-формационная карта масштаба 1 : 500 000 (Волкодав И. Г., Коробицын А. В.), карта магматических формаций масштаба 1 : 500 000 (Волкодав И. Г., Зедгенидзе А. П.) и др. Изучением золотого, серебряного, оловянного и полиметаллического оруденения занимались Соловьев В. Н., Рассолов В. А., Шошин В. В., Батыгин Н. Г., Некрасов А. И., Задорожный Н. П. Изучение тектонического строения территории осуществляли Гусев Г. С., Парфенов Л. М., Прокопьев А. В., Гайдук В. В. и др. На решение актуальных проблем россыпеобразования были направлены усилия Власова В. Г., Шура В. И. и др.

В конце 1990-х годов коллективом геологов ГУП «ЯПСЭ» ПГО «Якутскгеология», СНИИГГиМС, ОИГГиМС СО РАН, ИГН СО РАН (Гриненко В. С., Орлов Ю. С., Трущелев А. М., Жарикова Л. П., Комзина Т. И., Будников И. В., Клец А. Г., Кутыгин Р. В.) был обобщен материал по стратиграфии Верхоянского хребта и прилегающих территорий и составлена Легенда Верхоянской серии листов геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000, послужившая в числе легенд других серий основой для составления Легенды Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение).

На сегодняшний день территория листа Q-52 характеризуется высокой степенью геологической изученности. Она на 100 % покрыта полистными геологическими съемками масштаба 1 : 200 000. Более 35 % территории изучено групповыми геологическими съемками масштаба 1 : 50 000, а в пределах рудных узлов и рудных полей выполнены детальные поисковые, поисково-оценочные работы и разведочное бурение.

Геохимическая изученность территории листа слабая и отличается крайней неравномерностью. Геохимические исследования масштаба 1 : 50 000 по потокам рассеяния проводились параллельно с геологическими съемками того же масштаба. Лишь в отдельных случаях, при постановке поисковых и поисково-оценочных работ, территория ГС-50 покрывалась пло-

щадной геохимической съемкой по первичным и вторичным ореолам рассеяния с последующей заверкой геохимических аномалий. При геологической съемке масштаба 1 : 200 000 площадная геохимическая съемка не проводилась. Отсутствует опережающая геохимическая основа масштаба 1 : 1 000 000.

Результаты геофизических исследований обобщены специалистами ФГУНПП «Геологоразведка» (Семин Ю.А.) при составлении ими геофизической основы к Геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 по листу Q-52 (Верхоянские цепи).

Основой комплекта карт листа Q-52 – Верхоянские цепи являются листы Геологической карты масштаба 1 : 500 000 Q-52-А, Б и Q-52-В, Г (Урзов А. С., Прокопьев В. С.), изданные в 1999 г. При составлении комплекта были использованы также карты аномального магнитного поля и поля силы тяжести масштаба 1 : 1 000 000 опережающей геофизической основы листа, созданные в ФГУНПП «Геологоразведка». Анализ геофизической основы был использован при уточнении положения границ геологических тел, зон разломов, выделения тектонических блоков. При проведении тектонического районирования, создании схем тектонической и глубинного строения в качестве основы использовались опубликованные карты и схемы (Мокшанцев, 1976; Мокшанцев и др., 1975₁; Гусев, 1979; Парфенов, 1994; Натапов, 1984; Прокопьев, Дейкуненко, 2001; Прокопьев и др., 1999) и объяснительные записки к Государственным геологическим картам масштаба 1 : 200 000. При проведении геоморфологического районирования, создании геоморфологической схемы в качестве основы использовались опубликованные материалы (Русанов Б. С. и др., 1967) и объяснительные записки к Государственным геологическим картам масштаба 1 : 200 000.

Создание листов третьего поколения как геолого-картографической информационной основы федерального уровня должно обеспечивать формирование единого информационного пространства в сфере недропользования в рамках общей системы информационной поддержки принятия управленческих решений на государственном уровне. При составлении карт дана прогнозная оценка ресурсного потенциала структурно-вещественных комплексов с локализацией площадей, перспективных на обнаружение месторождений стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья в пределах крупных минерагенических провинций, субпровинций, зон и экономических районов.

В зарамочных частях карт приведены различные мелкомасштабные карты и обзорные схемы, иллюстрирующие особенности территории. На тектонических схемах показано глубинное строение территории, геодинамические обстановки, структурные ярусы (верхневизейско-верхнепермский, триас-нижнеюрский, средне-верхнеюрский, верхнеюрско-меловой, кайнозойский), типы основных структур региона и главные зоны разломов. Составлены схемы структурно-формационного районирования для главных этапов эволюции региона. Для выделенных структурно-формационных областей разработана схема корреляции геологических образований, на основе которой построена легенда геологической карты, составленная в соответствии с Легендой Верхояно-Колымской серии листов.

В связи с отсутствием в комплекте карты четвертичных образований все полезные ископаемые как дочетвертичного, так и четвертичного возраста показаны на единой карте полезных ископаемых и перечислены в указателе к ней.

Объяснительную записку к комплекту Госгеолкарт-1000 листа Q-52 – Верхоянские цепи составлял коллектив специалистов различных организаций – ГУП РС (Я) «ЯПСЭ», ВСЕГЕИ, ИГАБМ СО РАН. Авторы глав записки перечислены в оглавлении.

Комплект карт включает цифровую модель в формате ArcView 3.2., которая сопровождается базой данных в формате ACCESS.

СТРАТИГРАФИЯ

Большая часть рассматриваемой территории сложена отложениями верхнего палеозоя и мезозоя. Они формируют многокилометровую толщу терригенных пород, получившую название «верхоянский» комплекс [249]. Кайнозойские образования (неоген, квартер) играют резко подчиненную роль.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В пределах исследованной территории отложения палеозойской эратемы (рис. 2) представлены каменноугольной и пермской системами. Биостратиграфической основой их расчленения и корреляции являются ангарская макро- и микрофлора в совокупности с комплексами морской раковинной фауны, в которых преобладают брахиоподы, двустворчатые моллюски и амmonoидеи [243, 107, 55ф, 56ф, 3, 1, 2, 16, 104, 136, 235, 160, 155, 158].

Степень изученности каменноугольных и пермских отложений на территории листа различная [35, 31, 270, 271, 272, 273]. Наиболее полно они изучены в центральной части региона (Куранахский антиклинорий), менее детально на его севере (Орулганский антиклинорий) и юге (Бараинский антиклинорий). Предшественниками [252, 112, 113, 115, 11, 10, 65ф, 67ф, 30ф, 46ф, 237, 236, 175, 90, 19ф, 277] эти образования расчленены на местные стратиграфические подразделения (рис. 3), которые входят, согласно Верхояно-Колымской серийной легенде к Госгеолкарте-1000/3, в состав Верхоянской структурно-фациальной области (СФО) [77ф]. В зависимости от фациальной обстановки накопления, литологического разнообразия и латеральной дифференциации фаций, палеонтологических и палеоэкологических данных область делится на структурно-фациальные зоны (СФЗ): Западно-Орулганскую, Центрально-Орулганскую, Тукуланскую и Куранах-Барайынскую (рис. 2).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Верхоянская СФО (II)

Центрально-Орулганская СФЗ (II-Ж)

Охватывает северную часть территории листа в бассейне рек Сынча, Соболах-Маян и Соболах-Маян-Бытантайское междуречье. Здесь выделены отложения нижнего (былыкатская свита), нижнего—среднего (сетачан-

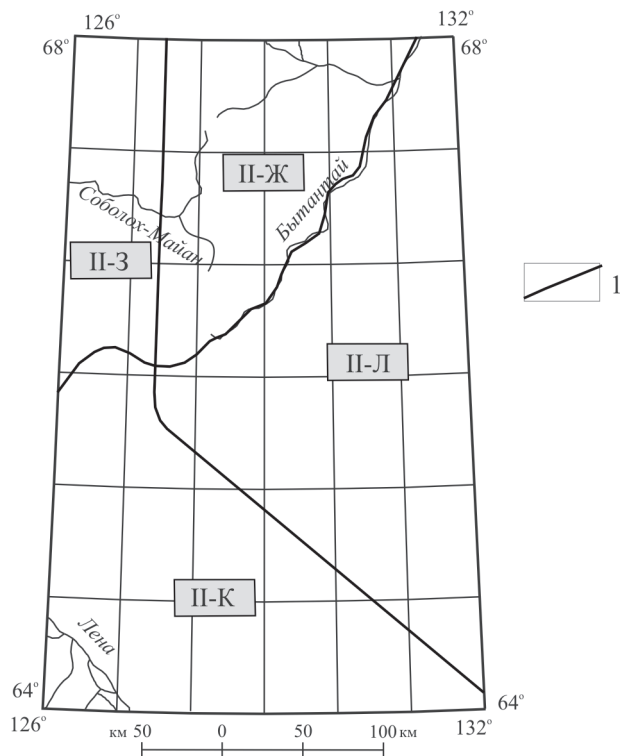


Рис. 2. Схема геологического районирования отложений каменноугольного и пермского периодов.

I – границы СФЗ. Элементы районирования: *II* – Верхоянская СФО, *II-Ж* – Центрально-Орулганская СФЗ, *II-З* – Западно-Орулганская СФЗ, *II-К* – Тукуланская СФЗ, *II-Л* – Куранах-Барайынская СФЗ.

ская свита), среднего (юпенчинская свита) и среднего–верхнего (суорганская и халданская свиты объединенные) отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Былыккатская свита (C_1bl). Отложения свиты вскрыты в ядрах крупных антиклиналей в бассейнах рек Сынча, Нимингде, Соболох-Маян и являются наиболее древними на рассматриваемой территории. Они сформированы осадками континентального генезиса и состоят из трех частей.

Нижняя часть, подошва которой не обнажена, представлена песчанистой толщей (видимой мощностью 500 м), сложенной чередованием пластов (от 16–35 до 40–60 м) массивных песчаников, глинистых песчаников (18–20 м) и пачек (20–40 м) грубого переслаивания песчаников с редкими пластами алевролитов (от 2–6 до 10–12 м). Песчаники серые, темно-серые и рыжевато-серые, мелко- и среднезернистые с включениями растительного детрита. Глинистые песчаники преимущественно мелкозернистые,

Эратема	Система	Отдел	Ярус	СФО Верхоянская - II			
				СФЗ Центрально-Орулганская - Ж	СФЗ Западно-Орулганская - З	СФЗ Тукуланская - К	СФЗ Куранах-Барайынская - Л
ПАЛЕОЗОИСКАЯ	КАМЕННОУГОЛЬНАЯ ПЕРМСКАЯ	Верхний	t	P ₂ dl		P ₂ dl	
			kz	P ₁₋₂ nr		P ₂ dn	
			u	P ₁₋₂ sn		P ₁₋₂ tm	
			k	P ₁ hd		P ₁ eš	
			ar	C ₃ -P ₁ mg+eč		C ₃ kg	
			a+s	C ₂₋₃ sr+hl		C ₂₋₃ sl+kg	
			k+g	C ₂ jp		C ₂ im	
			m	C ₁₋₂ st		C ₁₋₂ sž+čb	
			b	C ₁ bl		?	
			s	?		?	
			v	?		?	
				?		?	
				?		?	
				?		?	
				?		?	

Рис. 3. Схема корреляции образований каменноугольного и пермского периодов.

Названия стратиграфических подразделений: 1 – былькатская свита; 2 – серджахская и чочимбальская свиты объединенные; 3 – сетачанская свита; 4 – юпенчинская свита; 5 – имтанджинская свита; 6 – солончанская свита; 7 – кыгылтасская свита; 8 – солончанская и кыгылтасская свиты объединенные; 9 – суорганская и халданская свиты объединенные; 10 – мегенская и эчийская свиты объединенные; 11 – халджинская свита; 12 – эчийская серия; 13 – тумаринская серия; 14 – деленжинская серия; 15 – дулгалахская серия; 16 – нерская свита; 17 – сюренская свита.

плитчатые, параллельнослоистые. Алевролиты темно-серые, плитчатые, глинистые и глинисто-песчанистые.

Среднюю часть (300–500 м) образуют пачки (4–30 м) тонкого чередования алевролитов, алевритовых и тонкозернистых песчаников, разделенных маломощными (0,3–1,0 м) слоями мелкозернистых песчаников [72, 63]. Алевролиты серые, темно-серые, черные, буровато-серые и бурые глинистые и песчано-глинистые. Песчаники серые, темно-серые, ржаво-бурые и буровато-серые, тонко- и мелкозернистые, глинистые.

Верхняя часть (1000–1050 м) существенно песчаниковая. Наряду с мощными пачками песчаников (от 20–40 до 100 м) присутствуют горизонты (2–4, 20–40, редко 50–60 м), состоящие из чередующихся пластов песчаников, алевролитов (1–10 м, редко 20–35 м) и аргиллитов (1–2,5 м) с прослоями (5–20 см) и линзами (5–10 см) гравелитов, полимиктовых конгломератов и каменных углей (1–8 до 10 см). Песчаники темно-серые и серые, разнозернистые, массивные или неяснослоистые, пятнистые, с кристаллами пирита (до 3 мм), растительным детритом и обломками обугленной древесины. На плоскостях наложения присутствуют знаки ряби, отмечены отдельные гальки кварца, черных алевролитов и кремней. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, черные, углистые, листовато-плитчатые, содержат кристаллы (0,1–0,2 мм) и стяжения (1–2 см) пирита и марказита.

Видимая мощность свиты достигает 1700–2050 м. Возраст свиты обосновывается находками в бассейне рек Сетачан, Куоланда и Былькат листовой флоры *Angarodendron tetragonum* (Chahl.) Radcz., *A. aff. obrutshevii* Zal., *Tomiodendron persikovii* Shwed. sp. nov., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *A. cf. turqanicum* Zal., *Samaropsis aff. ungensis* Radcz., *Noeggerathiopsis* ex gr. *theodorii* Zal. et Tschirk., позволяющей датировать отложения нижним карбоном [175, 58] и коррелировать их с поздневизейским подъярусом в объеме овлачанского горизонта региональной шкалы [18ф, 17ф, 138, 136].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Сетачанская свита (C_{1-2st}). Залегает согласно на подстилающих отложениях былькатской свиты. Нижняя часть (от 250–570 до 1000 м) преимущественно прибрежно-морская песчано-алеваитовая, образована чередованием пачек существенно алевролитового (50–120 м), песчаникового (50–80 м) состава и подчиненных им пачек (от 1–5 до 10–15 м) переслаивания алевролитов, алевропелитов и песчаников. С запада на восток и с юга на север в разрезе возрастает количество и общая мощность алевролитовых и алевропелитовых прослоев. Алевролиты и алевропелиты серые, темно-серые и черные плитчатые массивные и слоистые с включениями мелких (0,1–0,2 мм) кристаллов пирита. Песчаники светло-серые, серые и темно-серые, тонко- и мелкозернистые, нередко среднезернистые и грубозернистые разноплитчатые тонкослоистые. Верхняя часть (700–1100 м) глинисто-песчанистая, с разновидностями пород прибрежно-морского и континентального генезиса, сложена грубым чередованием пластов и пачек песчаников (от 2–8 до 40–50 м, редко 100 м), алевролитов (от 15–25 до

60 м) и алевроитовых песчаников (от 2—3 до 20—30 м). Иногда в алевролитах наблюдаются отдельные пласты (1—1,5 м) песчаников, алевроитовых песчаников и аргиллитов. Отмечаются пласты (до 15 м) аргиллитов черных плитчатых массивных. В кровле песчаники грубозернистые с грубой перекрестной слоистостью, линзами и прослоями гравелитов и полимиктовых мелкогалечных конгломератов, с включениями отдельных галек кварца, осадочных пород, кремней, обугленной древесины и линзовидными скоплениями растительного детрита. Мощность свиты изменяется с юга на север и с юго-запада на северо-восток от 950—1000 до 2100 м.

Свита охарактеризована остатками фауны аммоноидей *Jakutoceras aldanicum* Libr., *Aldanites rotundatus* Popow, брахиопод *Balakhonia insinuata* (Girty.), двустворок *Grammysia verchoyanica* Mur. sp. nov., *Clinopistha elongata* Tschern., *Polidevcia bellistriata* var. *attenuata* Meek., фораминифер *Tetrataxis* sp., *Glamospira* sp., *Nodosaria* sp., *Earlaradia* sp. и флорой *Angarodendron obrutschewii* (Zal.) typical Radcz., *A. zaleskyi* Radcz., *Angaropteridium* aff. *ligulaeformis* Such., *A. solovjevii* Radcz., *A. cardiopteroides* (Schm.) Zal. В целом перечисленный комплекс остатков позволяет отнести рассматриваемые отложения к нижнему—среднему карбону [175, 58] и коррелировать их с верхами серпуховского—нижней частью башкирского ярусов в объеме хатыннахского горизонта региональной шкалы [18ф, 17ф, 138, 136].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Юпенчинская свита (*C_{2jp}*) согласно сменяет подстилающие слои сетачанской свиты и образована породами морского и прибрежно-морского генезиса. Низы свиты (от 600—800 до 1100 м) сложены пачками (от 3—10 до 60—100 м, редко 150 м) алевролитов и алевропелитов с горизонтами (от 15—45 до 50—60 м, редко 80—100 м) песчаников. Алевролиты темно-серые разномзернистые плитчатые неяснослоистые. Алевропелиты черные плитчатые. В глинисто-пелитовых разновидностях отмечаются мелкие кристаллы пирита. Песчаники серые разномзернистые массивные и плитчатые, косо- и волнистослоистые. Верхняя часть (от 800—1100 до 1500—1700 м) представлена песчаниково-алевролитовой толщей, в которой основную роль играют чередующиеся между собой пачки (50—100 м) алевролитов и песчанистых алевролитов, алевролитов и аргиллитов, и пачки (40—60 м) переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников. Алевролиты темно-серые и черные разномзернистые плитчатые слоистые. Аргиллиты черные плитчатые и листовато-плитчатые. Песчаники серые и темно-серые мелко-, среднезернистые плитчатые и разномзернистые массивные разнослоистые. Мощность свиты изменяется с юга на север и с юго-запада на северо-восток от 1400—1900 до 2700 м.

В отложениях юпенчинской свиты найдены многочисленные остатки аммоноидей *Stenopronorites* cf. *uralensis* (Karpinsky), *Jakutoceras triangulum* Libr., *Aldanites rotundatus* Popow, наутилоидей *Valhallites sakhaensis* Schim sp. nov., *V.* cf. *boreans* Schim sp. nov., брахиопод *Chonetes* cf. *carboniferous* Keys., *Orbiculoides* cf. *newberryi* marchalensis (Girty), *Jakutoproductus taimyrensis* Ustr., *Krotovia karpinskiana*

(Jan.), *Balakhonia insinuata* (Girty.), *Linoproductus* cf. *aagardiformis* Sem., *Cancrinella orulganica* Sol. sp. nov., *C.* cf. *cancriniformis* (Tscharn.), *Orulgania naumovi* Sol., *Rhynchopora* cf. *nikitini* Tscharn., *Torinifer lorini* Zav., двустворок *Anthraconauta* ex gr. *kusbassi* Bened., *Nuculana* (*Polydevcia*) *snjatkowi* (Fred.), *Limipecten* ex gr. *koninckii* (Keek and Werthan), фораминифер *Ammodiscus* sp., *Nodozaria* sp., *Hiperammina* sp., *Glamospira* sp., *G.* ex gr. *goldialis* Petr., морских лилий *Pentagonocyclicus* cf. *verchojanicus* Yelt., *Poterocrinites* cf. *crassus* Miller., *Coclocyclicus arenarius* Schwet et Yelt., кораллов *Cumminsia* cf. *aplata* (Cummins), *Empodesma* cf. *imulum* Moore et Jeffords, *Monophyllum* cf. *parvum* Fomitchev. Они позволяют отнести отложения свиты к среднему карбону [175, 54ф, 58] и коррелировать их со средним и верхним башкирием в объеме наталинского и нижней части солончанского горизонтов региональной шкалы [18ф, 17ф, 37, 36, 138, 136].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Отложения данного временного интервала представлены толщей морских осадков, состоящей из объединенных средне-позднекаменноугольной суорганской и позднекаменноугольной халданской свит. Суммарная их мощность варьирует в пределах 1200–2700 м.

Суорганская и халданская свиты объединенные ($C_{2-3sr} + hl$). Суорганская свита залегает согласно на подстилающих отложениях и отличается от них большим содержанием в разрезе псаммитового материала. В междуречье Сынча–Соболох–Маян нижняя часть свиты (350–850 м) сложена пачками (40–140 м) алевролитового состава, разделенными горизонтами (40–50 м) песчаников. К югу и юго-востоку (правобережье рек Соболох–Маян и Собопол) песчаники замещаются пачками (100–250 м) чередования песчаников и алевролитов. Верхняя часть свиты (700–1000 м), по сравнению с нижней, характеризуется большим содержанием в разрезе пластов (50–60 м) песчаников и появлением пачек (от 20–30 до 40–60 м) с ленточным (0,1–10 см) и тонким (0,1–0,5 м) типами переслаивания алевролитово-пелитовых пород. Вблизи ее кровли (200–300 м) в пачках массивных алевролитов часты оползневые текстуры.

В границах СФЗ свита с юга на север и с запада на восток изменчива как фациально, так и по мощности. На западе ее облик в низах определяют алевролиты и песчаники, а на востоке – алевролиты и алевропелиты с подчиненным объемом песчаников. Мощность свиты варьирует от 1500 до 1900 м. В ней найдены остатки брахиопод *Chonetes* sp., *Cancrinella* cf. *cancriniformis* (Tscharn.), *Liniproductus* cf. *aagardiformis* Sem., *L. ashunowensis* Step., *Orulgania naumovi* Sol., *Jakutoproductus cheraskovi* Kasch., *Rhynchopora* cf. *nikitini* Tscharn., *Tomioopsis* sp., *Spirifer* sp., *Spiriferella* cf. *gjeliensis* Step., двустворок *Posidonia* (?) *zaisanica* Mur., *Aviculopecten* ex gr. *keyserling* (Stuck.), а в верхах – флоры *Rufloia subangusta* (Zal.) S. Meyen, *R. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Phyllotea setosa* (Radcz.) S. Meyen, *Angaropteridium cardiopteroides* (Pettunn.) Zal., *A.* aff. *grandiformis* Zal., *Noeggerathiopsis* cf. *theodorii* Zal. et Tschirk., *N.* ex gr. *derzavinii* Neub., *Gondvanidium sibiricum* (Pettunn.) Zal. Данный комплекс фауны и флоры позволяет определить возраст свиты как средне-позднекаменноугольный [172, 48ф, 57] и коррелировать отложения с верхней частью башкирского,

московским и нижней частью касимовского ярусов в объеме верхней части солончанского горизонта региональной шкалы [18ф, 17ф, 37, 36, 138, 136].

Халданская свита согласно покрывает подстилающие отложения суорганской свиты. Распространена преимущественно на левобережье р. Соболах-Маян, в бассейне верхних течений рек Сынча, Соболах-Маян и на Соболах-Маян-Бытантайском междуречье [174].

В низах и средней части (300–400 м) свита обычно сложена пачками ритмично чередующихся между собой алевролитов, алевропелитов, аргиллитов, разделенными горизонтами песчаников (30–40 м). Верхняя часть (300–400 м) состоит из алевролитов и аргиллитов, содержащих подчиненные прослои (5–10 м) песчаников и пачки ленточного (0,1–10 см), тонкого (0,5–2,0 м) типов переслаивания алевролитов и песчаников. Мощность свиты изменяется с запада на восток в бассейнах рек Сынча и Нимингде от 450 до 800 м. В междуречье Уенге–Мяген–Эмяхсин и в верхних течениях р. Бытантай в разрезе свиты преобладают алевролиты (от 10 до 140 м), которые чередуются с пачками (до 30 м) тонкого переслаивания (от 0,3 до 3 м) алевролитов, алевролитистых песчаников и пластами (0,5–17 м) песчаников. В этой части СФЗ мощность свиты также нарастает с запада на восток от 300 до 580 м. Общая мощность свиты оценивается в 300–800 м.

В отложениях содержатся остатки брахиопод *Ambocoelia clannyana* (King.), *Jakutoproductus cheraskokovi* Kasch., *Cancrinella* cf. *cancriniformis* (Tschern.), *Linoproductus* (?) *achunowensis* Step., *Fimbriaria cristato-tuberculata* (Kozl.), *Spiriferella gjeliensis* Stap., *S. turusica* Rschern., *Martinia semiglobosa* Tschern., *Chonetina* cf. *pseudotrapozoidalis* (Milor.), *Echinocenechus elegans* (M. Coj), *Levicamera pentameroides* (Tschern.), *Stenosisma karpinskii* (Tschern.), двустворок *Ednendia* ex gr. *stchernyschewiana* Ferd., *Mrassiella* ex gr. *magniforma* Rag., фораминиферы *Glomospira* ex gr. *gardialis* P. et J., *Protonodosaria* cf. *rauserae* Gerke и флоры *Gondwanidium sibiricum* (Pettunn.) Zal., *Rufioria* cf. *tschirkovae* (Zal) S. Meyen, *R.* cf. *theodorii* (Tschern. et Zal.) S. Meyen, *Ginkgophillum* cf. *ussucvii* Radcz., *Noeggerathiopsis* cf. *theodorii* Zal. et Tschirk. N. aff. *derzavinii* Neub., *Zemiopteris* cf. *glossepteroides* (Schm.) Zal.

Перечисленный комплекс позволяет датировать отложения поздним карбоном [175, 53ф, 63] и коррелировать их с верхней частью касимовского–нижней частью гжельского ярусов в объеме нижней и средней частей кыгылтасского горизонта региональной шкалы [18ф, 17ф, 37, 36, 138, 136].

Западно-Орулганская СФЗ (II-3)

Расположена в северо-западной части листа, в виде узкой полосы на Ундюлюнг-Сынчинском междуречье. В ее пределах обнажены отложения среднего (юпенчинская свита) и среднего–верхнего (суорганская и халданская свиты объединенные) отделов каменноугольной системы.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Юпенчинская свита (C_{2jp}) представлена только своей верхней частью видимой мощностью не более 500–600 м. В отличие от разновозрастных образований Центрально-Орулганской СФЗ характеризуется большей песчаностью разреза. В свите распространены пачки алевролитов, аргиллитов, песчаников мощностью от 3–15 до 20–30 м с различным (тонким, мелким) типом чередования слоев. Как правило, они разделены горизонтами песчаников. Комплекс органических остатков, собранных в рассматриваемых образованиях, аналогичен таковому из юпенчинских слоев Центрально-Орулганской СФЗ.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Суорганская и халданская свиты объединенные ($C_{2-3sr} + hl$). Слагающие данный таксон суорганская и халданская свиты, в отличие от разновозрастных образований Центрально-Орулганской СФЗ, характеризуются уменьшенными мощностями и большей ролью псаммитового материала. В суорганской свите песчаники преобладают в верхах разреза и сопровождаются появлением прослоев и линз (0,1–0,2 м) гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты варьирует от 900 до 1100 м. В разрезе халданской свиты обычно наблюдается чередование пачек (20–60 м) алевролитов и подчиненных им пластов (20–25 м) песчаников. Ее мощность не превышает 400–450 м. Суммарная мощность объединенных свит составляет 1300–1500 м.

Куранах-Барайынская СФЗ (II-L)

Расположена в центральной и восточной частях рассматриваемой территории. В границах данной СФЗ выделены нижне-среднекаменноугольные (серджахская и чочимбальская свиты объединенные), среднекаменноугольные (имтанджинская свита), средне-верхнекаменноугольные (солончанская свита) и верхнекаменноугольные (кыгылтасская свита) отложения.

Серджахская и чочимбальская свиты объединенные ($C_{1-2sž} + çb$). Серджахская свита является наиболее древней в пределах данной СФЗ [45ф, 58]. Она вскрыта в ядре Кыгылтасской антиклинали (бассейны верхнего течения р. Дянышка, руч. Чочимбал, р. Эчий, руч. Сериндя) и имеет незначительное распространение.

Стратотипический разрез описан в 1976 г. в непрерывных коренных обнажениях в 5–6 км выше устья руч. Чочимбал [46ф]. Нижняя граница геологического тела не вскрыта. Отложения свиты представлены грубым чередованием доминирующих в разрезе пачек (6–60 м) песчаников (верхняя часть разреза), в подчинении к которым находятся прослои алевролитов (8–10 до 30 м) и пачки (2–6 м) тонкого чередования песчаников и алевролитов (нижняя часть разреза). Породы в различной степени пиритизированы (зерна, кристаллы изометричной формы от 1 до 4 мм). В нижней и средней частях свиты песчаники мелкозернистые полимиктовые, глини-

сто-слюдистые линзовиднослоистые, а также граувакково-аркозовые с большим количеством (25–30 %) обломков пород (эффузивы, карбонаты, углисто-глинистые сланцы, кварциты) и почти полным отсутствием полевых шпатов, в верхах преобладают серые и темно-серые кварцевые разности. В песчаниках часты прослойки (5–10 см) алевролитов и линзы (1–2 см) углистых алевролитов с рассеянным органическим веществом (сапропель), растительным детритом и неопределимыми остатками флоры. Алевролиты темно-серые и черные, мелко- и крупнозернистые, массивные и листовато-плитчатые с рассеянным органическим веществом (сапропель) и растительным детритом, параллельнослоистые, известковистые пиритизированные.

Видимая мощность отложений свиты 250 м. Органические остатки в ней не обнаружены. Раннекаменноугольный возраст определяется по положению в разрезе под отложениями ранне-среднекаменноугольной чочимбальской свиты и коррелируется с верхней частью овлачанского горизонта региональной шкалы [18ф, 17ф, 138, 136].

Чочимбальская свита имеет ограниченное распространение и развита в бассейнах верхних течений рек Дянышка (ручьи Себечян, Чуора, Чочимбал) и Эчий (ручьи Сериндых, Хадарыня).

Стратотипический разрез описан в 1976 г. в непрерывных коренных обнажениях в 4–5 км выше устья руч. Чочимбал [46ф], где отложения свиты широкой полосой окаймляют выходы пород серджакской свиты. Залегает согласно на подстилающих отложениях и представляет собой крупный ритм седиментации регрессивного профиля. Нижняя, трансгрессивная, часть (580–650 м) состоит из двух толщ: аргиллитово-алевролитовой (330 м) и алевролитовой (320 м) с редкими прослоями песчаников. Толщи разделены пластами песчаников. Породы большей частью полимиктовые, с большим количеством полевых шпатов и обломков (от 15–20 до 25–40 %) пород (от граувакковых аркозов до полевошпатовых граувакк). Алевролиты (15–30 до 60 м) темно-серые и черные мелко- и крупнозернистые плитчатые полевошпатовые параллельно- и волнистослоистые. Аргиллиты (15–60 м) черные углисто-глинистые плитчатые. Алевролиты и аргиллиты часто пиритизированные, содержат рассеянное органическое вещество (сапропель) и растительный детрит. Песчаники (от 0,2–0,6 и 4–6 до 10–12 м) серые, темно-серые, зеленовато-серые тонко-, мелкозернистые массивные полимиктовые и плитчатые углисто-кварцевые, нередко известковистые пиритизированные. Верхняя, регрессивная, часть свиты (230–280 м) отличается от подстилающих алевролитово-песчаниковым составом, наличием среднезернистых разностей песчаников, чередующихся с алевролитами. В песчаниках отмечаются прослой гравелитов (0,1–0,2 м) и линзы полимиктовых конгломератов (0,1–0,3 м). Песчаники (от 4–8 до 38 м) серые и темно-серые тонко-, мелко-, среднезернистые массивные аркозовые, плитчатые косо-, волнистослоистые, с включениями уплощенной гальки кварца, нередко пиритизированные. Алевролиты темно-серые и черные разнозернистые плитчатые полевошпатовые, с волновыми знаками ряби на плоскостях наслоения, с ходами илюидных, с включениями гальки кварца, с кусками обугленной древесины, растительным детритом и отпечатками флоры плохой сохранности. Часто содержат кристаллы и конкреции пирита и марказита.

Общая мощность свиты 810–930 м.

В отложениях найдены остатки брахиопод *Verchotomia* aff. *tukulaensis* (Kasch.), *Euphemites romanovsky* Netsch., *Baylea* sp., позволяющие датировать их нижним–средним карбоном (серпуховский–нижняя часть башкирского ярусов) и коррелировать данные отложения с хатыннахским горизонтом региональной шкалы [18ф, 17ф, 138, 136].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Имтанджинская свита (C_2im). Развита в бассейне рек Дянышка, Эчий, Аркачан, где ее выходы в большинстве своем приурочены к сводовой части и крыльям Кыгылтасской антиклинали. Она согласно залегает на ниже-среднекаменноугольной чочимбальской свите [46ф, 49ф, 45ф], имеет ритмичное строение и состоит из двух регрессивных ритмов [16ф].

Нижний ритм (450–480 м) песчаниково-алевролитовый; в его нижней части пласты алевролитов и аргиллитов преобладают над песчаниками. Алевролиты (от 6–10 до 20–60 м) темно-серые и черные мелко- и крупнозернистые массивные и плитчатые глинистые слоистые, нередко с гиероглифами, с включениями обугленных растительных остатков, с мелкими углистыми и глинистыми включениями. Аргиллиты (от 10–18 до 36 м) черные листовато-плитчатые, нередко с остатками флоры плохой сохранности, с обломками обугленной древесины. Песчаники серые, темно-серые и зеленовато-серые мелкозернистые массивные и плитчатые слоистые, нередко пиритизированные.

Верхний ритм (300–340 м) в низах (125–140 м) имеет аргиллит-алевролитовый состав, а в верхах (175–200 м) – алевролитово-песчаниковый. В нижней части аргиллиты (20–25 м) черные листовато-плитчатые, алевролиты (80–85 м) темно-серые и черные с прослоями (от 1–2 и 4–6, редко до 6–10 м) тонко-мелкозернистых песчаников. В верхней – алевролиты (от 1–3 и 7–10 до 25–30 м) темно-серые мелко- и крупнозернистые плитчатые с тонкими прослоями песчаников и включениями известково-песчаных конкреций. Песчаники (8–10 до 28 м) серые мелкозернистые массивные и плитчатые слоистые, нередко известковистые. Характерным для песчаных пород свиты является высокая (до 35 %) примесь алевролитового материала, большое количество (35–40 %) обломков пород, что позволяет относить их к полимиктовому типу (граувакковые аркозы).

Общая мощность свиты в зоне изменяется вкрест простирания структуры от 750 до 820 м.

В отложениях свиты Куранах-Барайынской зоны найдены остатки брахиопод *Verchojania cheraskovi* (Kasch.), *Balakhonia insinuata* Girty, *Verchotomia tukulaensis* (Kasch.), *Linoproductus* ex gr. *cora* (Orb.), *Cleiothyridina pogrebovi* Abr. и флоры *Martjanowskia angarica* Radcz., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Abacandidium* ex gr. *ligulaeformis* (Such.) Durante, *Rufloria* ex gr. *theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Samaropsis angarica* Rassk., *S.* cf. *pauxilla* Zal., *S. severnaensis* Such., *Cardiacarpus kovbassiniae* Such., *Holcospermum tchelchetensis* Such., позволяющие датировать породы средним карбоном [11, 16] и коррелировать их в объеме наталинского горизонта региональной шкалы со средней частью башкирского яруса [18ф, 17ф, 138, 136].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Солончанская свита ($C_{2-3}sl$). Развита в междуречье Бытантай–Дянышка–Саганджа, в верхних течениях рек Эчий и Аркачан. Выходы ее закартированы как в сводовой части на крыльях Кыгылтасской антиклинали, так и в пликвативных структурах, осложняющих последнюю. Свита согласно залегает на имтанджинских слоях [45ф] и в целом представляет собой крупный ритм осадконакопления регрессивного типа, состоящий из двух более мелких регрессивных ритмов [45ф, 48ф, 16ф].

Нижняя часть (330–520 м) свиты существенно алевролитовая, верхняя (470–580 м) – преимущественно песчаниковая. В алевролитовой части основание (80–160 м) сложено пластами (15–30 м) алевролитов темно-серых разнозернистых массивных и плитчатых глинисто-песчанистых с пластом (5–10 м) песчаников темно-серых мелкозернистых массивных слоистых, средняя часть (140–160 м) – алевролитами с частыми маломощными прослоями и отдельными пластами (5–20 м) песчаников, верхняя (90–260 м) – алевролитами с единичными пластами (до 1,5 м) темно-серых мелкозернистых песчаников. В песчаниковой части подошва (100–150 м) сложена равномерным чередованием довольно мощных пластов песчаников (35–40 м) и алевролитов (20–25 м). Мощность пластов песчаников к кровле увеличивается до 50–60 м, а алевролитов уменьшается до 10–15 м. Песчаники серые и темно-серые, мелко- и разнозернистые, с включениями растительного детрита, с обломками обугленной древесины, с рассеянными гальками (1–5 см) кварца, глинистых пород, кремней, с прослоями (0,1–0,2 м) и линзами (до 15 м) полимиктовых мелкогалечных конгломератов. Обычно они полимиктовые, с небольшим количеством обломков пород (10–20 %) – граувакковые аркозы, часто близкие к аркозам и полевошпатовым грауваккам. Алевролиты темно-серые разнозернистые плитчатые глинистые слоистые, с включениями обломков растительных остатков и листовой флоры, с отдельными хорошоокатанными гальками (1–3 см) кварца и кремней, с примесью рассеянного детрита, с линзами мелкогалечных полимиктовых конгломератов и гравелитов.

Общая мощность свиты изменяется с юга на север и вкрест простираения структур от 850 до 1100 м.

В отложениях свиты найдена фауна аммонитов *Agathiceras* sp., *Eoshamardites* sp., брахиопод *Balakchonia insinuata* (Gerty), *Vercojania cheraskovi* Kasch., *Linoproductus* ex gr. *cora* (Orb.) и листовой флоры *Phyllotea tomiensis* Chachl., *Paracalamites crassus* Gorel., *Neuropteris djavolskiensis* Such., *N. sibiriana* Zal., *Angaridium finale* Neub., *Rufioria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. subangusta* (Zal.) S. Meyen, *Samaropsis tscheremitchkiensis* Such., *S. aff. pauxilla* Zal., *S. auriculata* Neub., *Cardiocarpus krapivinoensis* Such. Комплекс остатков позволяет датировать отложения свиты средне-позднекаменноугольным возрастом [11, 14] и коррелировать их в объеме солончанского горизонта региональной шкалы с верхнебашкирским подъярусом, московским ярусом и нижнекасимовским подъярусом [235, 18ф, 17ф, 138, 136].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Кыгылтасская свита (C_3kg) согласно сменяет подстилающие отложения. На реках Дянышка, Ньюэктаме, Кысыл-Тас, Аркачан, Аллара-Хадарынна свита представляет собой крупный ритм осадконакопления регрессивного профиля [11, 14, 16, 43ф, 46ф, 49ф, 34ф.]. Ее нижняя часть (395–465 м) сложена пачками (60–80 м до 150–190 м) алевролитов темно-серых и черных разномерных плитчатых, с гиероглифами и следами ползания илюядных, с редкими прослоями и единичными пластами серых и темно-серых разномерных песчаников, нередко с линзовидными (до 1–1,5 м) прослоями полимиктовых мелкогалечных конгломератов. Среди песчаников преобладают граувакковые аркозы (42 %), аркозово-кварцевые (26 %) и полевошпатовые граувакки (14 %), обломки пород в которых представлены метаморфическими и эффузивными образованиями. В верхней (200–250 м), регрессивной, части свиты преобладают пласты (от 5–10 до 35 м) песчаников серых и темно-серых мелко- и среднезернистых массивных и плитчатых слоистых. Чаще песчаники граувакково-аркозовые и аркозово-кварцевые (обломки метаморфических пород, кислые и средние эффузивы), реже – аркозовые, полевошпатовые граувакки и олигомиктовые. Песчаники чередуются с пластами (от 3–10 до 25–35 м) алевролитов темно-серых мелко- и крупнозернистых массивных и плитчатых. Отмечены частые линзы (0,1–0,2 м) внутриформационных, мелкогалечных конгломератов и песчаников. В кровле нижней части свиты эти линзы нередко пиритизированы.

Мощность свиты 595–650 м. Ее фаціальные изменения в районе незначительны и выражаются в увеличении глинистости и мощности отложений в северо-восточном направлении.

В отложениях свиты найдены остатки фауны брахиопод *Attenuatella omolonensis* Zav., *Jakutoproductus protoverchojanicus* Kasch., *J. expositus* Gan., *J. parenensis* Zav., *Canocrinella grandis* Sol. и флоры *Angaridium potanini* (Schmalh.) Zal., *A. finale* Neub., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Rufioria* cf. *scalprata* (Zal.), *R. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *Evenkiella zamiopteroidea* Radcz., *E. schortonotensis* Gorel., *Samaropsis auriculata* Neub., *S. pauxilla* Zal., *S. euryptera* Such., *Ginkgophyllum vsevolodii* Zal. Перечисленные виды позволяют датировать рассматриваемые отложения позднекаменноугольным [16] возрастом и коррелировать их в объеме кыгылтасского горизонта региональной шкалы с нижненекасимовским подъярусом–гжельским ярусом [18ф, 17ф, 138, 136].

Тукуланская СФЗ (II-K)

Слагает юго-западную часть территории листа. В ее пределах обнажены отложения среднего (имтанджинская свита), среднего–верхнего (солончанская свита; объединенные солончанская и кыгылтасская свиты) и верхнего (кыгылтасская свита) отделов каменноугольной системы.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Имтанджинская свита (C_{2im}). В Тукуланской СФЗ ее нижняя граница не выходит на дневную поверхность. Выходы пород свиты распространены ограниченно и обнажены на правом берегу р. Кюндюдей, в бассейне р. Келе и в бассейне верхнего течения р. Ханнах (р. Тумара). В этих районах свита сложена преимущественно прибрежно-морскими осадками, которые образованы чередующимися пачками песчаников (30–100 м), алевролитов (6–10 м) и пачками (10–18 м) грубого чередования алевролитов и песчаников. Песчаники серые, зеленовато-серые мелкозернистые плитчатые слоистые кварц-полевошпатовые и полимиктовые, нередко пиритизированные. Содержат линзы (5–10 см) конгломерато-брекчий, состоящих из остроугольных, уплощенных и окатанных обломков осадочных пород, включения растительного детрита и обломки древесины, рассеянную гальку кварца и аргиллитов. Алевролиты серые и темно-серые, от мелко- до крупнозернистых, кварц-полевошпатовые и полимиктовые, нередко слоистые, с галькой кварца, включениями растительного детрита и обломками древесины.

Видимая мощность свиты изменяется от 345–375 до 500–550 м. Свита характеризуется фауной брахиопод *Verchojanina* cf. *taimyrensis* (Ustr.), *V.* cf. *cheraskowi* (Kasch.).

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Солончанская свита (C_{2-3sl}). Нижняя часть (225–275 м) сложена образованиями прибрежно-морского генезиса и представлена чередующимися слоями песчаников (6–30 м), алевролитов (4–10 м) и пачек (10–58 м) их переслаивания. Песчаники светло-серые, серые и темно-серые мелкозернистые массивные и плитчатые кварц-полевошпатовые и полимиктовые, нередко слоистые. Содержат прослои (до 0,3 м) и линзы мелкогалечных конгломератов, выполненных уплощенной и окатанной галькой алевролитов. Алевролиты темно-серые и черные мелко- и крупнозернистые однородные полевошпатово-кварцевые, нередко глинисто-песчанистые слоистые полимиктовые. В пачках переслаивания алевролиты преобладают, песчаники присутствуют в виде прослоев мощностью 3–5 м. На правом берегу р. Келе в нижней части свиты собраны остатки брахиопод *Balachonia* ex gr. *insinuata* (Girty), *Orulganina tukulaensis* (Kasch.), *Verchojanina cheraskowi* (Kasch.), *V. taimyrensis* (Ustr.).

Верхняя часть свиты (450–550 м) выполнена континентальными, преимущественно песчаниковыми образованиями, содержащими пачки переслаивающихся песчаников и алевролитов. На реках Кюндюдей и Ханнах в последних нередко прослои (до 0,2–0,3 м), линзы конгломератов, гравелитов и конглобрекчий. Песчаники (от 25–30 до 120–300 м) серые, зеленовато-серые мелко-, среднезернистые, с включениями растительного детрита, остатков древесины и уплощенной алевролитовой, кварцевой или кремнистой гальки. Алевролиты темно-серые мелко- и крупнозернистые плитчатые; содержат обугленный растительный детрит, иногда гальку кварца и кремней. В алевролитах собраны остатки флоры *Noeggerathiopsis* cf.

tomiensis Radcz., *N. cf. scalprata* Zal., *Angaridium finale* Neub., *A. ex gr. mongolicum* Zal.

Мощность свиты растет с запада на восток от 675 до 835 м.

В исследованной структурно-фациальной зоне к нерасчлененным среднему–верхнему карбону отнесена солончанская свита, а к верхнему – кыгылтасская. На карте геологические тела показаны единым контуром. Мощность объединенных отложений изменяется в районе от 1200 до 1700 м.

Солончанская и кыгылтасская свиты объединенные ($C_{2-3}sl + kg$). Отложения ограниченно распространены на территории листов Q-52-XIII, XIV (южная и юго-восточная части), XXV–XXVI и XIX, XX, вскрываясь в сводах антиклинальных структур [16ф].

Солончанская свита в нижней части представлена переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками, а в верхней – грубым чередованием песчаников и алевролитов. В низах (350–550 м) свиты пласты (30–40 м) алевролитов темно-серых мелко- и крупнозернистых массивных и пачки (20–30 м) аргиллитов черных плитчатых, алевролитов темно-серых мелкозернистых плитчатых слоистых и песчаников серых тонко- и мелкозернистых плитчатых. Отдельные прослои (5–10 до 30–50 м) песчаников серых, зеленовато-серых мелко- и среднезернистых плотных массивных. Как правило, песчаники относятся к граувакковым аркозам, аркозам и аркозово-кварцевым разновидностям. Среди пород непротяженные линзы (0,2–0,4 м) и маломощные (до 2 м) прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В верхах (300–500 м) развиты песчаники (80–100 м) серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, нередко пиритизированные, с прослоями (0,1–0,2 м) и линзами (до 0,4 м) гравелитов, внутриформационных конгломератов (0,3–0,5 м), конглобрекчий и мелкогалечных конгломератов (до 0,4 м), с включениями галек глинистых пород. В конгломератах обломки вулканогенных пород, пегматитов, сиенитов, плагиогранитов, гранит-порфиоров. Гальки (1–10 см) и валуны средней и хорошей окатанности (в диаметре до 25–30 см). Алевролиты (10–30 м) темно-серые разнозернистые плитчатые.

Мощность свиты 650–1100 м.

В отложениях найдена фауна брахиопод *Balakchonia insinuata* (Gerty), *Vercojania cheraskovi* Kasch. и листовой флоры *Paracalamites crassus* Gobel., *Neuropteris djavolskiensis* Such., *Angaridium finale* Neub., *Rufioria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Samaropsis tscheremitchkiensis* Such., *Cardiocarpus krapivinoensis* Such. Комплекс фауны и флоры позволяет характеризовать прибрежно-морские и континентальные отложения свиты средне-позднекаменноугольным (верхнебашкирский, московский и нижнекасимовский подъярусы) возрастом и скоррелировать их с солончанским горизонтом региональной шкалы [235, 18ф, 17ф, 138, 136].

Кыгылтасская свита в нижней (250–300 м) части сложена пластами (10–30 м) алевролитов, пачками (40–50 м) чередующихся между собой алевролитов, аргиллитов и песчаников и пластами (5–15 м) песчаников. Алевролиты темно-серые мелко- и крупнозернистые плитчатые. Аргиллиты черные плитчатые. Песчаники темно-серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые массивные и плитчатые. Отмечаются линзовидные (до 0,3–0,5 м) прослои внутриформационных конгломератов и конглобрекчий, а также пласты (до 2,5 м) мелкогалечных конгломератов. Галька осадочных

пород, кварцитов, кварцево-сланцевых сланцев и изверженных пород хорошо окатана (от 1–5 до 15 см в диаметре).

Верхнюю часть (300–350 м) формируют чередующиеся между собой пласты (5–7 до 10–30 м) песчаников темно-серых и зеленовато-серых мелко- и среднезернистых массивных и плитчатых слоистых и пачки (15–40 м) тонкого преслаивания (1–2 до 3–5 м) аргиллитов черных плитчатых и алевролитов темно-серых крупнозернистых плитчатых глинистых. Среди пород часты пласты и линзы (0,2–1,0 до 4,0 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов, внутриформационных конгломератов и конглобрекций (от 0,1–0,2 до 1,5 м). Среди песчаников различают аркозово-кварцевые, аркозовые, граувакково-аркозовые, полевошпатово-граувакковые и олигомиктово-кварцевые разновидности. Среди обломочной части доминируют кремнистые образования, кварцево-сланцевые сланцы и эффузивы кислого и среднего составов.

Мощность свиты 550–650 м.

Свита охарактеризована фауной брахиопод *Jakutoproductus protoverchojanicus* Kasch., *Cancrinella grandis* Sol. и флорой *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Rufioria* cf. *scalprata* (Zal.), *R. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. derzavinii* (Neub.) S. Meyen. Комплекс фауны и флоры позволяет датировать отложения прибрежно-морского и континентального генезиса свиты позднекаменноугольным [16] возрастом и коррелировать отложения в объеме кыгылтасского горизонта региональной шкалы с нижнекасимовским подъярусом–гжельским ярусом [18ф, 17ф, 138, 136].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Кыгылтасская свита (C_3kg). В пределах Тукуланской структурно-фациальной зоны отложения свиты распространены ограниченно [14ф]. На правом берегу р. Келе и левом берегу р. Тумара (бассейн верхнего течения р. Ханна) отложения развиты в сводовой части Кыгылтасской антиклинали, где слагают крылья многочисленных дополнительных складчатых структур.

Нижняя часть (250–300 м) представлена прибрежно-морскими песчано-глинистыми отложениями. Они образованы чередующимися между собой алевролитами (от 20–30 до 40–50 м), песчаниками (от 4–8 до 10–30 м) и пачками преслаивания алевролитов и песчаников (20–40 м). Алевролиты темно-серые и черные мелко- и крупнозернистые полевошпатово-кварцевые плитчатые слоистые. Песчаники серые и темно-серые мелко- и среднезернистые массивные и плитчатые слоистые полимиктовые. В низах свиты, преимущественно в алевролитах, распространены остатки брахиопод *Verchojania cheraskowi* (Kasch.).

Верхняя часть (320–550 м) сложена преимущественно континентальными и прибрежно-морскими песчаными породами, содержащими прослой алевролитов и пачки (10–15 м) чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники (от 3–5 до 40–50 м) серые и темно-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые параллельно- и волнистослоистые, с текстурами взмучивания и оползания, со знаками ряби на плоскостях наслаивания. В песчаниках часты единичные линзовидные прослой мелкогалечных

полимиктовых конгломератов с полуокатанной галькой аргиллитов, алевролитов, кварца и кварцитов. Отмечаются включения растительного детрита, обломки обугленной древесины и отпечатки флоры *Angaridium potanini* (Schmalh.), *Rufioria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen. Алевролиты (от 1–3 до 10–15 м) серые и темно-серые разномзернистые плитчатые слоистые полевошпатово-кварцевые, нередко со следами ползания илюидных, отдельными включениями гальки кварца. Аргиллиты (0,5–2,5 м) черные листовато-плитчатые полевошпатово-кварцевые.

Мощность свиты изменяется вкрест простирания структур от 570 до 850 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Верхоянская СФО (II)

Центрально-Орулганская СФЗ (II-Ж)

В данной зоне к верхнекаменноугольным–нижнепермским отложениям отнесены мегенская и эчийская свиты, показанные на карте объединенным контуром. Мощность объединенных отложений изменяется в районе от 700 до 1150 м.

Мегенская и эчийская свиты объединенные (C_3 – P_1mg + $e\delta$). Мегенская свита распространена на Ундюлюнг-Соболах-Маянском и Соболах-Маян-Быгантайском междуречьях, где залегает согласно на подстилающих отложениях. Свита имеет алевролитово-песчаниковый состав. В ее разрезе среди мощных пачек (до 70 м) песчаников залегают подчиненные слои (от 20 до 70 м, редко 100 м) алевролитов и алевропелитов с текстурами взмучивания и оползания, с ходами илюидных на плоскостях наслаения. Такое же строение разреза наблюдается и на юге СФЗ (реки Мяген, Собопол), где пачки (8–60 м) и пласты (0,5–3,0 м) песчаников чередуются с пачками (2–15 м) алевролитов, песчанистых алевролитов (30–40 м) и слоями аргиллитов (до 5 м). Большинство алевролитово-пелитовых разновидностей содержат включения пирита, марказита, в породах отмечаются карбонатно-железистые конкреции и глинисто-песчаные стяжения.

Мощность свиты изменяется от 400 до 650 м. В ее отложениях найдены остатки аммоноидей *Somocholites* sp. и брахиопод *Attenuatella omolonensis* Zav., *Jakutoproductus protoverchojanicus* Kasch., *J. parenensis* Zav., *Neohonetes brama* (Fred.), *Anidanthus megensis* Sol., *A. halinae* Kotljar, а также флоры *Angaropteridium cardiopteroides* (Schmalh.) Zal., *Angaridium finale* Neub., *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. ex gr. singularis* (Neub.) S. Meyen, *Rufioria tschikkovae* (Zal.) S. Meyen, *R. theodorii* (Tschern. et Zal.) S. Meyen, *R. derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia tunguscana* Schved., *Evenkiella schortonotensis* Gorel., *E. zamiopteroidea* Radcz., *Samaropsis* cf. *pauxilla* Zal., *S. tscheremitchiensis* Such., *Skokia* aff. *elangata* (Taras.) Such. Данный комплекс позволяет отнести включающие его образования к верх-

нему карбону [238, 53ф, 58] и коррелировать их в объеме верхней части кыгылтасского—хорокытского горизонтов региональной шкалы с верхней частью гжелского—низами сакмарского ярусов [153, 158, 155, 18ф, 17ф, 37, 36, 138, 136].

Эчийская свита имеет аргиллит-алевролитовый состав, литологически и фашиально выдержана и является региональным маркирующим горизонтом в разрезе верхоянского комплекса. На северо-востоке СФЗ сложена алевролитами темно-серыми, черными массивными горизонтально-, косо-, волнисто- и неяснослоистыми, листовато-плитчатыми, алевропелитами темно-серыми и породами смешанного состава — песчанистыми алевролитами, алевроитовыми песчаниками и мелкозернистыми грубослоистыми песчаниками. Встречаются слои (2—4 м) и линзы (до 1—2 м) буровато-серых известковистых песчаников с ракушняками брахиопод и двустворок. К средней и верхней частям разреза приурочены слои (5—10, редко 20 м) песчаников серых, буровато-серых мелкозернистых и редкие пачки (до 10 м) переслаивания (0,5—2,0 м) алевролитов и песчаников. Мощность свиты здесь 300—400 м.

На юге и юго-востоке свита представлена в низах существенно аргиллитово-алевролитовой толщей, а в верхах — алевроитово-алевропесчаниковой. В разрезах присутствуют лишь несколько маломощных пластов (1—4 м) песчаников. В алевролитах и аргиллитах отмечаются пачки тонкозернистых темно-серых алевроитовых песчаников (12—14 м) и, довольно часто, пласты (0,5—8,0 м) песчаников буровато-серых мелкозернистых известковистых. Наблюдаются характерные для свиты крупные (до 30 см в диаметре) конкреции глинистых алевроитовых песчаников, нередко нацело пиритизированных. В направлении с запада на восток в разрезах свиты отмечается уменьшение размера обломочного материала, сокращение количества пластов песчаников массивной текстуры, увеличивается мощность отложений и количество пластов известковистых песчаников с ракушняками.

Общая мощность отложений свиты предшественниками оценена в 450—500 м.

Свиту характеризуют брахиоподы *Jakutoproductus verchojanicus* (Fred.), *Rhynchopora variabilis* Stuck., *R. nikitini* Rschern., *Neospirifer* cf. *subfasciger* (Lich.), *Anidanthus boikowi* (Step.), которые позволяют датировать свиту нижней пермью [236, 54ф, 58] и коррелировать отложения с низами ассельского, сакмарским и нижней частью артинского ярусов в объеме хорокытского и эчийского горизонтов региональной шкалы [156, 158, 155, 18ф, 17ф, 37, 36, 137, 136].

Западно-Орулганская СФЗ (II-3)

Здесь распространены те же отложения, что и в Центрально-Орулганской СФЗ.

Мегенская и эчийская свиты объединенные ($C_3-P_1mg + e\delta$). Мегенская свита в пределах данной СФЗ, в отличие от Центрально-Орулганской, почти целиком сложена песчаниками, образующими пачки мощностью от 30—40 до 70—120 м. Песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые с очень редкими прослоями (до 35—50 м) алевролитов и пачка-

ми различного переслаивания: алевролитов и аргиллитов, алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мощность свиты 250—350 м.

Эчийская свита сохраняет свой аргиллит-алевролитовый состав, но мощность ее уменьшается до 250—400 м. Суммарная мощность мегенской и эчийской свит в Западно-Орулганской СФЗ не превышает 500—700 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Верхоянская СФО (II)

Центрально-Орулганская СФЗ (II-Ж)

Среди пермских образований данной зоны установлены отложения нижнего (халджинская свита), нерасчлененных нижнего—верхнего (сюренская свита) и верхнего (дулгалахская серия) отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Халджинская свита (P_{1hd}). Залегает согласно на подстилающих отложениях и представлена образованиями прибрежно-морского генезиса. Сложена она в основном алевролитами и аргиллитами, среди которых часто встречаются пласты (2—8 до 12 м, редко 25—30 м) песчаников, чередующихся с пачками (от 8 до 40 м) ленточного строения. Последние представляют собой частое (от 3—5 до 10—30 см) чередование тонкозернистых темно-серых и черных алевролитистых песчаников, глинистых алевролитов и аргиллитов.

Мощность свиты составляет 900—1000 м. В ее отложениях найдены остатки брахиопод *Rhynchopora* cf. *arctica* (Lich.), *Wilkingia* aff. *elegans* (King.), *Myophossa* cf. *subarbihrata* (Dick.), *Arctochonetes postariensis* (Ustr.), *Astartella multicostata* Dembsk., *A. permocarbonica* Tschrn., *Aviculopecten subclathratus* Keyes. и флоры *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen., *Rufloria derzavinii* (Neub.) S. Meyen., *Nephropsis integerrima* (Schmalh.) Zal., *N. rhomboidea* Neub., *Zamiopteris glossopteroides* Schm. Перечисленные виды указывают на раннепермский возраст вмещающих отложений [237, 53ф, 58] и позволяют коррелировать их в объемах верхней части эчийского—нижней части тумаринского горизонтов региональной шкалы с верхами артинского—низами кунгурского ярусов [156, 158, 155, 18ф, 17ф, 37, 36, 137, 136].

НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Сюренская свита (P_{1-2sn}). Развита на восточном склоне хр. Орулган, в бассейне рек Сынча, Соболах-Маян, Тара-Сала. Залегает на халджинской свите согласно. Характеризуется заметной широтной фациальной изменчивостью, что выражается в замещении мощных песчаниковых пачек на менее мощные, содержащие прослои и линзы алевролитов.

Большинство исследователей склонны считать, что отложения свиты формировались в условиях мелководной прибрежной равнины, в обстановке проградирующих дельтовых рукавов [175, 15, 32].

Устанавливается два типа разреза. Западный тип (бассейн верхнего течения рек Сынча и Собопол) выполнен мощными пачками песчаников (20–100 м), чередующихся со слоями (по 5–20 м) алевролитов, аргиллитов и нередко содержащих линзы (0,2–0,5 м) конгломератов, пласты гравелитов (до 1 м) и углей (до 10–15 см). В восточном типе (бассейн р. Тара-Сала) объем песчаников заметно уменьшается (до 60 %) и они замещаются пакетами и пачками тонкого, нередко ленточного (1–10 см) чередования алевролитов, аргиллитов и песчаников. В верхней части свиты песчаниковые породы здесь по-прежнему обогащены растительными остатками и линзами (до 5 см) углей. Многочисленны линзовидные прослои (до 1,5 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов, состоящих из окатанной гальки кварца, кварцитов, кремнистых и метаморфических пород.

Мощность свиты резко нарастает к востоку от 500–1600 до 2650 м [10, 16]. В ее отложениях собраны остатки как брахиопод *Megousia* sp., *Concrinelloides juregensis* Sol., фораминифер *Saccamina arctica* Gerke и двустворок *Kolymia irregularis* Lich., *Intomodesma pretineaeformis* Popow, так и листовой флоры *Nephropsis rhomboidea* Neub., *N. integerrina* (Schmalh.) Zal., *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *Samaropsis* ex gr. *pseudoelegans* Such., *S. danilovii* Such., *Bardocarpus* aff. *depressus* (Schm.) Neub., *Uskattia conferta* Neub., *Crassinervia primitiva* Radcz., *Cr. kuznetskiana* (Chachl.), *Paracalamites* ex gr. *angustus* Such., *Cordaites clericii* Zal., *C. candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such. Эти данные позволяют отнести отложения свиты к нижней–верхней перми (верхняя часть кунгурского, уфимский и казанский ярусы) и коррелировать их с верхней частью тумаринского и деленжинским горизонтами региональной шкалы [18ф, 17ф, 158, 155, 137, 136].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Дулгалахская серия (P_2dl). По составу и стратиграфическому объему близка к дулгалахской серии Куранах-Барайынской СФЗ. Согласно залегает на сюренской свите [235] и имеет отчетливо выраженное двучленное строение. В основании залегает толща (300–360 м) аргиллитов черных плитчатых и алевролитов темно-серых мелкозернистых, содержащих местами остороугольные обломки (олистолиды) глинистых карбонатов в глинисто-алевритовом матриксе [13, 91]. Верхняя часть (700–800 м) сложена преимущественно песчаниками серыми и темно-серыми средне- и мелкозернистыми массивными с маломощными (10–15 м) прослоями алевролитов темно-серых и пепельно-серых разномощных слоистых. Редко присутствуют черные плитчатые аргиллиты (2–4 м). Отмечаются линзы конгломератов (0,1–1,5 м), каменного угля (0,1–0,2 м) и гравелитов.

Мощность серии 1000–1160 м.

В породах найдены двустворки *Polidevcia kazanensis* Vern., *Mourlonia nuda* Dana, *Intomodesma turgida* Popow, *Atomodesma variabilis* Wanner и флора *Nephropsis tomiensis* Zal., *Cordaites* ex gr. *gracilensis* (Gorel.) S. Meyen,

Tungussocarpus tychtensis (Zal.) Such., позволяющие отнести отложения серии к верхней перми (средняя часть и низы верхней части татарского яруса) и коррелировать их с верхней частью дулгалахского и нижней частью хальпирского горизонтов региональной шкалы [159, 156, 157, 18ф, 17ф, 278, 137, 136, 279].

Западно-Орулганская СФЗ (II-3)

В ее пределах распространены нижнепермские (халджинская свита) и ниже-верхнепермские нерасчлененные (нерская свита) отложения.

Халджинская свита (P_1hd). Слагающие свиту породы имеют прибрежно-морской и континентальный генезис. В ее нижней и средней части (300–350 м) преобладают песчаники, содержащие пачки переслаивающихся песчаников (5–15 до 40 м), алевролитов (6–8 до 10–15 м), аргиллитов (1,5–6 м). На юге в разрезах наблюдается чередование пачек алевролитов и песчаников, с некоторым преобладанием алевролитов. Отмечаются аргиллиты (1–10 м) и проявляются пачки (до 15 м) частого (до 1 м) переслаивания алевролитов, алевролитовых песчаников с песчаниками, содержащими обломки углефицированной древесины и растительного детрита. Верхняя часть свиты (400–500 м) обычно существенно алевролитовая. Среди пород, слагающих ее разрез, выделяются пласты алевролитов (3–30 м), чередующихся с пачками (до 1 м) частого переслаивания алевролитов, песчаников и алевролитистых песчаников, горизонты песчаников (1–12 м, редко 30 м), аргиллитов (до 5 м) и, редко, пласты (до 8 м) алевролитистых песчаников. Отмечаются линзы (до 0,2 м) гравелитов и мелкогалечных полимиктовых конгломератов, включения рассеянной гальки кварца, осадочных пород и кремней.

Мощность свиты 700–850 м. Ее характеризует тот же комплекс органических остатков, что и в халджинской свите Центрально-Орулганской СФЗ.

Нерская свита (P_{1-2nr}) залегает согласно на отложениях халджинской свиты [236]. Сложена в основном слоями и пачками (от 10–20 до 40–55 м) песчаников светло-серых, зеленовато-серых и серых мелко-, средне- и крупнозернистых разнослоистых и неслоистых, среди которых отмечаются горизонты (5–10 до 40–65 м) алевролитов темно-серых и серых мелко- и крупнозернистых плитчатых косослоистых и прослой аргиллитов (1–2 до 4–6 м) черных плитчатых. В породах часты обломки углефицированной древесины, рассеянный растительный детрит, линзы и слои каменных углей (до 0,2 м).

Мощность свиты 700 м.

Отложения свиты охарактеризованы остатками *Kolymia irregularis* Lich., *Intomodesma pterinaeformis* (Porow) и флоры *Uscatia conferta* Neub., *Pursongia* aff. *tunguskana* Neub., *Cordaites kuznetskianus* (Gorel.) S. Meyen, *C. gorelovae* S. Meyen., *C. latifolius* (Neub.) S. Meyen., *Ruflorea olzerassica* (Gorel.) S. Meyen., *Tungussocarpus budnikovii* Such., *Samaropsis erunakovensis* Radcz., *S. elegans* Neub., *S. danilovii* Such., которые датируют вмещающие породы нижней–верхней пермью [91, 18ф] и позволяют сопоставить их в объемах нижней части тумаринского, деленжинским, дулгалахским и низами халь-

пирского горизонтов региональной шкалы с верхней частью кунгурского, уфимским, казанским и нижней частью татарского ярусов [17ф, 157, 32, 136].

Тукуланская СФ (II-K)

В пределах данной СФЗ распространены нижнепермские (эчийская серия) и ниже-верхнепермские (нерская свита) отложения.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Эчийская серия (Р₁е_с) состоит из четырех свит: хорокытской, эндыбало-эчийской, мысовской и хабахской.

Хорокытская свита согласно залегает на отложениях кыгылтасской свиты [10]. В своей нижней части (250–300 м) свита представлена плитчатыми и массивными алевролитами и аргиллитами с редкими пластами (до 10–15 м) песчаников серых и темно-серых мелкозернистых. В верхней части (150–200 м) увеличивается количество прослоев и мощность песчаников тонко- и мелкозернистых. В песчаниках (12–18 м) наблюдаются линзы (0,1–0,15 м) мелкогалечных конгломератов. Алевролиты темно-серые комковатые и плитчатые глинистые биотурбированные. Мощность свиты варьирует в пределах 300–500 м [10, 16]. Отложения охарактеризованы остатками аммоноидей *Prouddenites* (?) sp., *Bulunites mezhvilki* Andr., *Somoholites sebjanicus* Kut., *Neopronorites* aff. *milleri* Ruzh. и брахиопод *Anidanthus boikowi* (Stepanov), *Jakutoproductus parenensis* Zavod., *J. crassus* Kasch., *J. verchojanicus* Kasch., *Leiorhynchoidea ripheica* (Step.), *Cancrinella* cf. *grandis* Sol., *Qunquenella pseudobrama* (Ei nor.), *Linoproductus* sp., *Neospirifer* ex gr. *subfasciger* (Lich.). Они позволяют датировать отложения свиты нижней пермью (верхняя часть ассельского–нижняя часть сакмарского ярусов) и коррелировать их с хорокытским горизонтом региональной шкалы [160, 158, 155, 18ф, 17ф, 138, 137, 136].

Эндыбало-эчийская свита согласно сменяет хорокытские слои [10]. Представлена преимущественно аргиллитами и алевролитами темно-серыми и черными плитчатыми, плитчато-листоватыми массивными и слоистыми. В породах широко развиты известково-песчаные стяжения, конкреции пирита и гидроокислы железа. На отдельных стратиграфических уровнях присутствуют несколько горизонтов глинисто-сидеритовых конкреций, обогащенных кристаллами пирита. Мощность свиты нарастает с запада на восток от 250 до 650 м [10, 16]. Ископаемые организмы локализуются чаще всего в конкрециях и представлены остатками аммоноидей *Bulunites mezhvilki* Andr., *Uraloceras subsimense* Kut., *U. kitense* Popov, *Paragastrioceras* (?) sp., *Neoshumardites* (?) *hyperboreus* Ruzh., *Andrianivia bogoslovskyi* (Andr.), *Metalegoceras crenatum* N., F. et G., *Metapronorites* sp., *Neopronorites* sp., *Agathiceras verchojanicum* Andr., *Eotumaroceras endybalense* Andr., *Paragastrioceras* (?) *tuberculatum* (Popov), брахиопод *Jakutoproductus rugosus* Gan., *J. aff. verchojanicus* (Fred.), *J. cf. insignis* Abr. et Grig., *Yakovlevia mammatiformis* (Fred.), *Waagenoconcha wimani* Fred. и двустворок *Aphanaia*

cf. *lima* (Lutk. et Lob.), *Aviculopecten* cf. *mutabilis* Lich., *Palaeoneilo*(?) sp. indet. Также в конкрециях присутствуют мшанки и криноидеи. Комплекс фаунистических остатков позволяет датировать свиту нижней пермью (верхняя часть сакмарского—нижняя часть артинского ярусов) и коррелировать вмещающие их отложения с нижней частью эчийского горизонта региональной шкалы [160, 158, 155, 18ф, 17ф, 137, 138, 136].

Мысовская свита залегает согласно на эндыбало-эчийской свите [10] и имеет близкое с последней строение. В ней доминируют чередующиеся пачки темно-серых, черных алевролитов и аргиллитов черных. В нижней части присутствуют прослои (1–2 до 2,5–5,0 м) песчаников (5–6 прослоев) серых, темно-серых и буровато-серых тонко- и мелкозернистых плитчатых, нередко известковистых; в верхней преобладает тонкое чередование алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями (до 1,0 м) песчаников серых и буровато-серых тонко- и мелкозернистых тонкоплитчатых. Мощность свиты составляет 150–350 м [10, 16]. В ее отложениях встречаются остатки амmonoидей *Eotumaroceras sybjakutorum* (Andr.), *Paragastrioceras kirghizorum* (Voïn.), *P. ellipsoidale* (Fred.), *P. (?) tuberculatum* (Попов), *Uraloceras popowi* Andr., *U. evencorum* Andr., *Neuddenites andrianovi* Ruzh., брахиопод *Canrcinella* cf. *janichewskiana* Step., двустворок *Aviculopecten mutabilis* (?) Lich., *Kolymia* sp. Также в породах наблюдаются мшанки и криноидеи. Комплекс фаунистических остатков позволяет датировать свиту нижней пермью (верхняя часть артинского яруса) и коррелировать отложения с верхней частью эчийского горизонта региональной шкалы [160, 158, 155, 18ф, 17ф, 137, 138, 136].

Хабахская свита согласно сменяет подстилающие отложения [12, 10]. Свиту формируют мощные пласты мелко-, среднезернистых песчаников и пачки переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников. В нижней части свиты роль песчаников наиболее мала (до 20 %), переслаивание здесь более тонкое, и пласты песчаников не превышают по мощности 1,5–3,0 м. Некоторые из них насыщены хаотически расположенными обломками аргиллитов, придающими породам облик «мусорных брекчий», а также линзами внутриформационных конгломератов с довольно хорошо окатанными гальками осадочных пород. В средней и верхней частях количество песчаников увеличивается, а мощность их слоев возрастает от 2–3 до 8–12 м. Характерны крупные линзы песчаников с оранжевой коркой выветривания. Алевролиты разномзернистые, в большинстве разрезов объем их не превышает 40–45 % от полного разреза свиты. Мощность свиты изменяется от 250 до 500 м [10, 16, 45ф]. В ее отложениях распространены преимущественно остатки двустворок *Kolymia verchojanica* (Lutl. et. Lob.) и растительной флоры *Paracalamites vicinalis* Radcz., *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen., *Ruffloria derzavini* (Neub.) S. Meyen., *Crassinervia kuznetskiana* (Chachl.) Neub., *Samaropsis neuburgii* f. *bungurica* Such., *Skokia elongata* Such. Данные остатки датируют свиту нижней пермью (верхи артинского яруса) и позволяют коррелировать отложения с верхней частью эчийского горизонта региональной шкалы [160, 158, 155, 18ф, 17ф, 137, 138, 136, 278].

Суммарная мощность серии составляет 950–1500 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерская свита ($P_{1-2}nr$) в пределах Тукуланской СФЗ имеет трехчленное строение [18ф]. Ее нижняя часть (150–330 м) представлена переслаивающимися песчаниками (20–30 м) светло-серыми, серыми и темно-серыми грубозернистыми кварц-полевошпатовыми разнослоистыми и алевролитами (8–10 м) серыми и темно-серыми разнозернистыми плитчатыми углистыми параллельно- и косослоистыми. В алевролитах отмечаются тонкие пласты (0,1–0,2 до 0,6 м) каменных углей. Отложения содержат остатки флоры *Rufioria derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *C. kusnetskianus* (Gorel.) S. Meyen, *Samaropsis pseudoelegans* Such., *Skokia elongata* Such.

Средняя часть (350–550 м) сложена чередующимися песчаниками и алевролитами. Песчаники (10–20 м) серые и светло-серые средне-, крупнозернистые разнослоистые. Алевролиты (6–8 м) темно-серые крупнозернистые плитчатые. В алевролитах отмечаются линзы внутрiformационных конгломератов (до 0,15 м), каменных углей (до 0,1 м), мелкие растительные углефицированные остатки и отпечатки листовой флоры [112, 113]. Отложения охарактеризованы фауной брахиопод *Neospirifer* cf. *subfasciger* (Lich.), *Strophalosia sibirica* (Lich.), *S. grandis* (Tolm.), двустворок *Kolymia* sp., *Allorisma* sp. и флорой *Uskatiea conferta* Neub., *Cordaites clersii* Zal., *C. candalepensis* (Zal.) S. Meyen, *C. kusnetskianus* (Gorel.) S. Meyen, *Samaropsis khalfini* Such., *Tungussocarpus budnikovii* Such.

В верхней части свиты (250–500 м) песчаники (8–10 до 25 м) светло-серые мелко- и грубозернистые, нередко пиритизированные, в равных (10–12 м) соотношениях чередуются с темно-серыми крупнозернистыми алевролитами. В породах присутствуют углистые линзы (до 0,15 м), пропластки каменных углей (до 0,2 м) с отпечатками листовой флоры [42ф, 83]. С юго-востока на северо-запад СФЗ увеличивается количество и мощность прослоев глинистых алевролитов, а количество песчаников уменьшается и сокращается их мощность. Последние преобретают вид алевропесчаников и глинистых песчаников. В породах часты линзы внутрiformационных и мелкогалечных полимиктовых конгломератов (0,1–0,15 м).

Мощность свиты варьирует в пределах 750–1380 м [64, 66, 65].

Отложения охарактеризованы остатками фауны двустворок *Kolymnidae* gen. и флоры *Cordaites khalfini* (Gorel.) S. Meyen, *Lepeophyllum astaeonneloides* (Geinitz.) Zal., *Nephropsis tomiensis* Zal., *Tungussocarpus tuchtensis* (Zal.) Such., *Samaropsis erunakovensis* Radcz. Эти остатки позволяют отнести отложения свиты к нижней–верхней перми (верхняя часть кунгурского, уфимский, казанский и нижняя часть татарского ярусов) и не противоречат корреляции их с низами тумаринского, деленжинским, дулгалахским и низами хальпирского горизонтов региональной шкалы [159, 160, 158, 155, 18ф, 17ф, 137, 138, 136].

На Тас-Тумусской (Усть-Вилуйское газовое месторождение) и Китчанской площадях, в скважинах глубокого бурения, породы нерской свиты аналогичны по вещественному составу одновозрастным образованиям Тукуланской зоны [98, 91, 100, 32] и представлены серыми грубозернистыми песчаниками с прослойками и линзами каменных углей и обломками древесины. На разведочных площадях нерская свита имеет видимую мощность 248 м (Китчанская скв. 4, интервал 2677–2848 м) и коррелируется с отло-

жениями верхней части нерской свиты Западно-Орулганской и Тукуланской СФЗ (раннетатарские слои).

Куранах-Барайынская СФЗ (II-L)

В данной СФЗ среди пермских образований установлены отложения нижнего (эчийская серия), нижнего–верхнего нерасчлененных (тумаринская серия) и верхнего (деленжинская и дулгалахская серии) отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Эчийская серия ($P_{1e\check{c}s}$). Строение, фаунистическая характеристика и возраст эчийской серии практически идентичны таковым в Тукуланской СФЗ. Мощность ее не превышает 1500 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Тумаринская серия (P_{1-2tm}). Залегает согласно на отложениях эчийской серии и состоит из орольской, такамкытской и кадачанской свит.

Орольская свита представлена пластами и пачками алевролитов и аргиллитов, разделенных маломощными прослоями песчаников. Алевролиты и аргиллиты темно-серые и черные образуют ритмы регрессивного профиля мощностью от 5 до 70 м. Отдельные ритмы завершаются пластами (10–12 м) песчаников серых, темно-серых массивных и плитчатых глинистых [10, 16]. Характерным является наличие в нижней части конкреций шаровидной (до 1,5–2 м) формы кремнисто-карбонатного состава. В конкрециях, как и во вмещающих породах, нередко заключены отдельные стволы и крупные обломки минерализованной древесины. В этих же конкрециях найдена большая часть раковинной фауны: аммоноидей, брахиопод, фораминифер, двустворок, гастропод. В верхней части разреза отмечается тонкое (0,5–1,5 до 2,5 м) переслаивание алевролитов, алевропесчаников и тонкозернистых песчаников. Мощность орольской свиты изменяется от 200–350 до 500 м. Остатки фауны аммоноидей *Tumaroceras yakutorum* Ruzh., *T. volkodavi* Andr., *Paratumaroceras ruzhencevi* Kut., *Paratumaroceras(?)* sp. nov., *Popanoceras tumaranse* Ruzh., *Neuddenites andrianovi* Ruzh., *Kummeloceras* sp. nov., *Dolokthoceras* sp. ind., *Paragastrioceras(?)* sp., фораминифер *Saccamina arctica* Gerke и двустворок *Aphanaia* cf. *ganelini* Biasov, *Aviculopecten mutabilis(?)* Lish., *A. kolymaensis* Maslen., *Kolymia irregularis* Lish., *K. alata* Popov, *Polidevcia undosa* (Mugom.) позволяют отнести отложения к нижней перми (нижняя и средняя части кунгурского яруса) и сопоставить их с нижней частью тумаринского горизонта региональной шкалы [160, 158, 155, 18ф, 17ф, 137, 138, 136, 279].

Такамкытская свита залегает согласно на подстилающих отложениях. В нижней части (55–60 м) сложена преимущественно песчаниками (10–15 м) серыми и темно-серыми мелко- и среднезернистыми с прослоями (8–10 м) алевролитов темно-серых мелкозернистых. Выше по разрезу следует тонкое и равномерное чередование песчаников (2–6 м) темно-серых мел-

козернистых плитчатых и пластов (4–6 м) алевролитов разнозернистых [10, 16]. Алевролиты темно-серые и черные плитчатые, с рассеянным углистым детритом на плоскостях наложения. Мощность свиты 100–200 м. Отложения охарактеризованы остатками аммоноидей *Epijuresanites musalitinii* Попов, *Tumaroceras kashirzevi* Andr., брахиопод *Megousia kuliki* (Fred.), *Tumarinia barajensis* Sol., двустворок *Aphanaia popovi* (?) Мур. и фораминифер *Saccamina arctica* Gerke, которые позволяют отнести свиту к нижней перми (верхняя часть кунгурского яруса) и коррелировать отложения с верхней частью тумаринского горизонта региональной шкалы [160, 158, 155, 18ф, 17ф, 137, 138, 136, 279].

Кадачанская свита залегает согласно на такамкытской свите [10, 16]. В низах (150–200 м) состоит из пластов (8–10 м) и пачек (10–20 м) песчаников серых и темно-серых мелко- и среднезернистых, разделенных мало-мощными (2–6 м) прослоями алевролитов. В верхах свиты доминируют алевролиты (10–20 м) черные и темно-серые разнозернистые плитчатые с прослоями (12–15 м) песчаников темно-серых мелкозернистых, содержащих рассеянный растительный детрит и углистые включения. Мощность свиты 400–650 м. В ней найдены остатки брахиопод *Megousia* cf. *kuliki* (Fred.), *Cancrinella* sp. и листовой флоры *Uscatia conferta* Neub., *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. singularis* (Neub.) S. Meyen, *Ruffloria derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia tunguscana* Sched., *Cr. primitiva* Radcz., *Cr. gorlovskiana* Such., *Nephropsis integerrina* (Schmalh.) Neub., *Samaropsis skokii* Neub., *S. danilivi* Such., *S. stricta* Neub., *S. elegans* Neub., *Skokia elongata* Such., *Sylvella alata* Zal. Перечисленные виды позволяют отнести отложения свиты к верхней перми (уфимский ярус) и коррелировать их с верхней частью тумаринского горизонта региональной шкалы [18ф, 17ф, 137, 138, 136, 279].

Суммарная мощность тумаринской серии 700–1350 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Деленджинская серия (P_2dn). Залегает согласно на отложениях тумаринской серии, имеет двучленное строение и состоит из черкамбальской и сереличанской свит.

Черкамбальская свита характеризуется в основном аргиллит-алевролитовым составом. Эти породы образуют ритмы (от 2 до 18–20 м) регрессивного профиля. В нижних частях ритмов, сложенных алевролитами мелкозернистыми и аргиллитами, нередко распространены песчано-известковистые конкреции шаровидной и эллипсоидной формы. Каждый из крупных ритмов завершается маломощным пластом (0,1–1,0, редко 2–5 м) алевролитов темно-серых и черных крупнозернистых или песчаников темно-серых, от мелко- до среднезернистых, в которых заключены карбонатные конкреции с радиально-лучистой текстурой. В нижней (30–40 м от подошвы) части свиты (бассейн р. Дулгалах) распространен невыдержанный горизонт кремнисто-карбонатно-глинистого состава с высоким содержанием перекристаллизованного вулканического стекла [10, 16]. Мощность свиты 130–800 м. Свита охарактеризована остатками аммоноидей *Anuitites kosynskyi* Andr., *Sverdrupites harkeri* (Ruzh.), брахиопод *Paeckelmania*

omolonensis (Lich.) и двустворок *Kolymia inoceramiformis* Lich., *K. irregularis* Lich., *K. pergamenti* Mur., *K. cf. aurita* Astaf., *K. nikolaevi* (Voronez), позволяющими отнести вмещающие отложения к верхней перми (нижняя и средняя части казанского яруса) и сопоставить их с нижней частью деленжинского горизонта региональной шкалы [159, 160, 158, 155, 18ф, 17ф, 137, 138, 136, 279].

Сериличанская свита согласно сменяет отложения черкамбальской свиты. Представлена пластами (8–10 до 12–15 м) песчаников серых и темно-серых мелко- и среднезернистых, чередующихся с прослоями (4–6 м) алевролитов черных и темно-серых разномзернистых и аргиллитов (2–4 м) черных плитчатых и листоватых. Нередки пачки (2–4 м) чередования алевролитов (0,5–1,0 м) и аргиллитов (0,2–0,4 м), в которых наблюдаются прослойки, обогащенные углефицированным материалом, обломки обугленной древесины, линзы и прослойки каменных углей. Мощность свиты варьирует от 350 до 650 м [10, 16]. Отложения охарактеризованы остатками брахиопод *Olgerdia ganelini* Grig., двустворок *Kolymia cf. inoceramiformis* Lich., *K. nikolaevi* (Voronez), *K. irregularis* Lich., *K. cf. plicata* Boakov., *K. multiformis* BIAKOV и флоры *Uscatia conferta* Neub., *Salairia longifolia* Neub., *Glottophyllum usjatensis* Gorel., *Cordaites* ex gr. *gracilentus* Gorel., *Crassinervia meyenii* Bat. et Goral., *Cr. elliptica* Radcz., *Cr. prokopievskiensis* (Chachl.), *Samaropsis* ex gr. *lhalfinii* Such., *Sylvella elangata* Such., *S. alata* Zal., *Skokia elongata* Such., *Tungussocarpus budnikovii* Such., которые позволяют отнести свиту к верхней перми (верхняя часть казанского яруса) и коррелировать отложения с верхней частью деленжинского горизонта региональной шкалы [18ф, 17ф, 137, 138, 136, 279]. Общая мощность серии 480–1450 м.

Дулгалахская серия (P_2dl). Залегает согласно на отложениях деленжинской серии. Имеет двучленное строение и состоит из маганской и сулакской свит.

Маганская свита сложена алевролитами темно-серыми и черными разномзернистыми, аргиллитами черными, содержащими желваки марказита, шарообразные конкреции глинисто-сидеритового состава, и маломощными (2–4 м) прослоями песчаников темно-серых мелко- и среднезернистых. Для всех пород типичны массивные и косослоистые текстуры, волноприбойные знаки на плоскостях наслоения, интенсивная биотурбация алевролитов и аргиллитов. В нижней части свиты (до 100 м) отмечаются шлейфы мелких «плавающих» галек, микститы с отдельными карбонатными олистолитами, щебень и валуны изверженных, метаморфических, терригенных и карбонатных пород. Эти образования определяют маркирующее значение маганской свиты [11, 10, 16, 98, 91]. Мощность свиты 130–350 м. В ее отложениях найдены остатки брахиопод *Canocrinelloides obrutschewi* (Lich.), *Neospirifer cf. parantensis* (Zav.) и двустворок *Maitaia cf. bella* BIAKOV, *Myonia cf. komiensis* (Maslen.), *Polidevcia* ex gr. *ovata* (Laseron), позволяющих отнести вмещающие их породы к верхней перми (нижняя часть татарского яруса) и коррелировать с нижней частью дулгалахского горизонта [159, 156, 157, 18ф, 17ф, 137, 136, 279].

Сулакская свита имеет преимущественно алевролитово-песчаниковый состав. В нижней части представлена мощными (20–30 м) пластами песчаников серых и темно-серых мелко- и среднезернистых, чередующихся с редкими маломощными (2–4 и 4–8 м) прослоями алевролитов темно-се-

рых разнозернистых. В верхней части разреза песчаники (25–35 м) чередуются с пачками (4–10 м) тонкопереслаивающихся песчаников и алевролитов. Отмечаются линзы мелкогалечных полимиктовых конгломератов, гравелитов, глинистых алевролитов, прослои каменных углей, туфов, туффитов и туфогенных пород.

Мощность сулакской свиты варьирует от 400–600 до 750–1200 м.

Отложения содержат остатки фауны двустворок *Intomodesma* cf. *costatum* Popow, *I. evenicum* Kusn. и флоры *Nephropsis timiensis* Zal., *Tungussocarpus tychtensis* (Zal.) Such., *Lepeophyllum actaeonnelloides* (Geinitz.) Zal., *L. kosmotanovii* Gorel. Перечисленные формы указывают на позднепермский возраст вмещающих слоев (средняя часть и низы верхней части татарского яруса) и позволяют коррелировать их с верхней частью дулгалахского и нижней частью хальпирского горизонтов региональной шкалы [159, 156, 157, 18ф, 17ф, 137, 136, 279].

Мощность дулгалахской серии колеблется от 880 до 1550 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения распространены вдоль западных и восточных склонов Орулганского и Верхоянского хребтов (рис. 4). Площадь их выхода на территории листа составляет около 22 %. Они представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже конгломератами, известняками, туфами и туффитами основного состава, маломощными покровами лав (рис. 5). В пределах листа рассматриваемые образования заметно различаются по полноте разреза, литологии, фациальному, формационному составу, мощности. На западе и юго-западе региона они представлены континентальными, дельтовыми, лагунными и прибрежно-морскими фациями. В восточном и северо-восточном направлениях фациальный состав толщ постепенно меняется и начинают преобладать мелководно- и прибрежно-морские фации при возрастании роли морских фаций.

В пределах территории листа выделяются две крупные различные по полноте разреза и фациям структурно-формационные области (СФО) – Восточно-Сибирская и Верхоянская [70]. В Восточно-Сибирской СФО обособляются Вилюйско-Алданская, а в Верхоянской СФО – Средне-Верхоянская структурно-фациальные зоны (СФЗ). Последние в зависимости от полноты разреза, фациальной обстановки накопления отложений, литологии, латеральной дифференциации фаций, палеонтологических и палеоэкологических данных делятся на стратиграфические районы (СР). Выделяются следующие СР: в Вилюйско-Алданской СФЗ – Нижневилюйский, в Средне-Верхоянской – Менкеринский, Муосучанский, Дулгалах-Хунхадинский, Нижнесартангский, Ханнахский и Аркачанский (рис. 4).

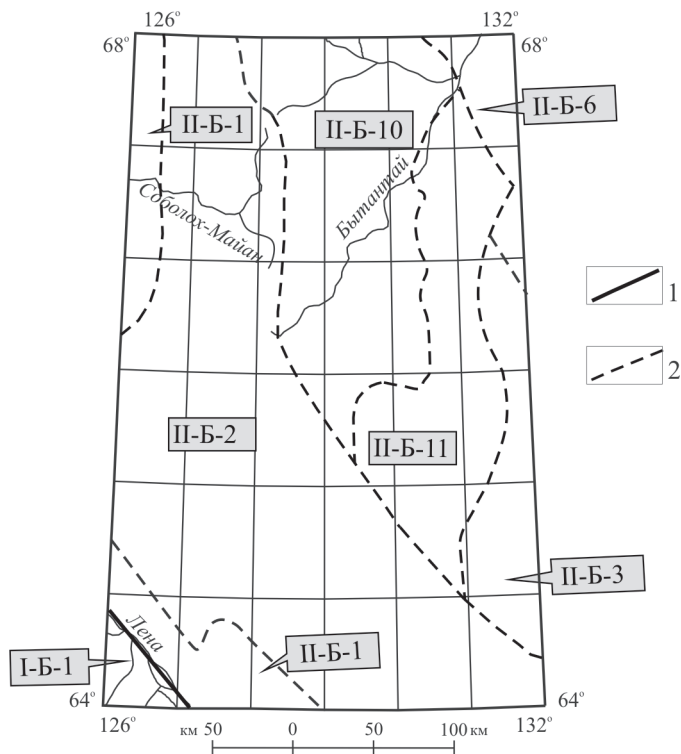


Рис. 4. Схема геологического районирования образований триаса и ранней юры.

1–2 – границы: 1 – СФО, 2 – СР. Элементы районирования: 1 – Восточно-Сибирская СФО: 1-Б – Вилюйско-Алданская СФЗ: 1-Б-1 – Нижневилюйский СР; 2 – Верхоянская СФО: 2-Б – Средне-Верхоянская СФЗ: 2-Б-1 – Менгкеринский СР, 2-Б-2 – Муосучанский СР, 2-Б-3 – Дулгалах-Хунхадинский СР, 2-Б-6 – Нижнесартангский СР, 2-Б-10 – Ханнахский СР, 2-Б-11 – Аркачанский СР.

Восточно-Сибирская СФО (1)

Вилюйско-Алданская СФЗ (1-Б)

Нижневилюйский СР (1-Б-1)

Нижневилюйский СР расположен в юго-западной части листа, в бассейне р. Вилюй. Вскрытые здесь Усть-Вилюйской глубокой скважиной [59] триасовые отложения сложены разномерными песчаниками, в меньшей степени алевролитами и аргиллитами. Среди них велика роль дельтовых и аллювиальных фаций, а в нижнем отделе – красноцветных образований. Мощность разреза триаса достигает 1750 м. Выделяются отложения нижнего отдела, представленные объединенными усть-кельтерской серией и мономской свитой (650 м), и нерасчлененные нижнего–верхнего отделов (тулурская свита, 1100 м).

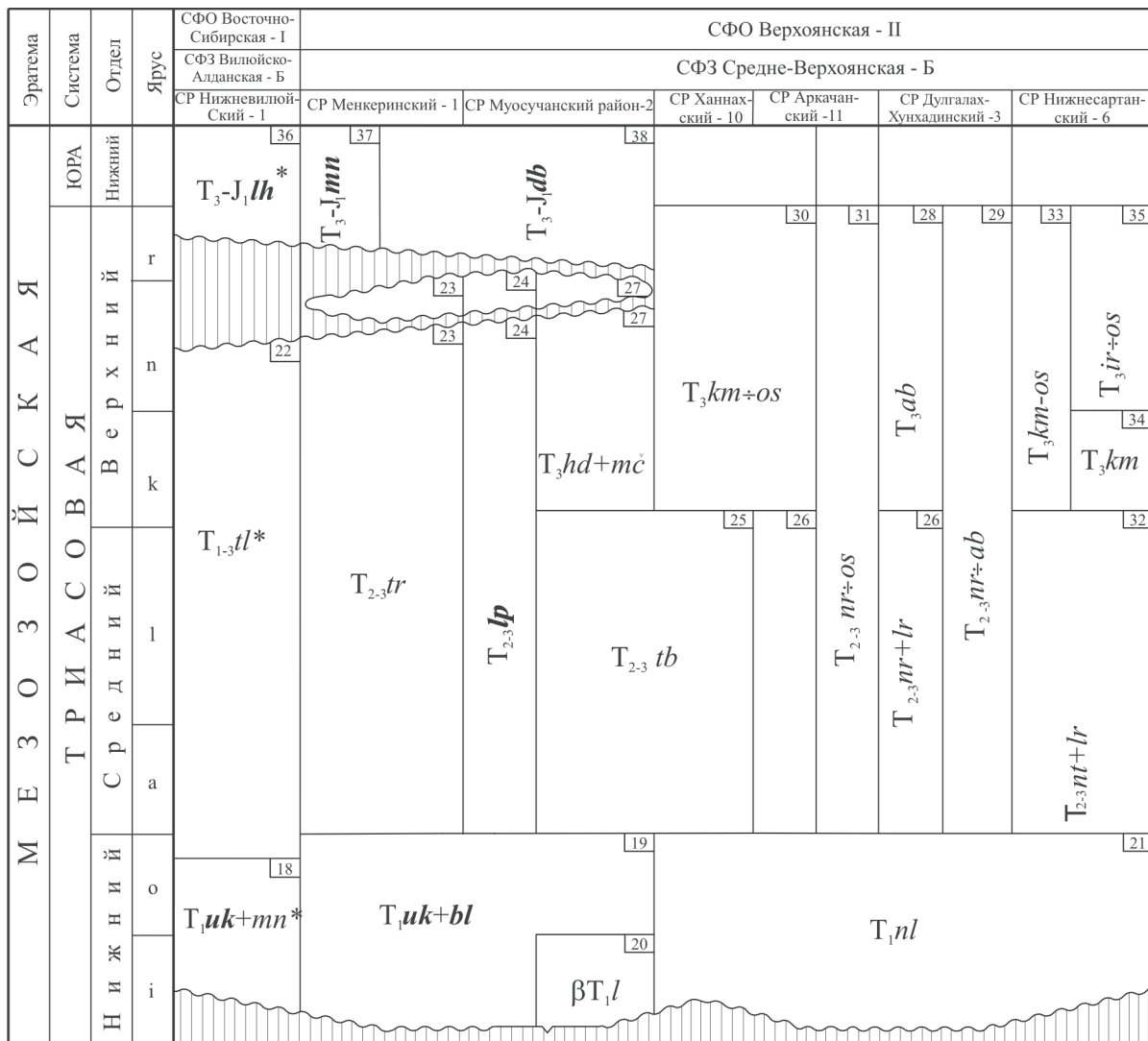


Рис. 5. Схема корреляции образований триаса и ранней юры.

Названия стратиграфических подразделений: 18 – усть-кельтерская серия и мономская свита объединенные; 19 – усть-кельтерская и белянская серии объединенные; 20 – ленский комплекс базальтов–трахидолеритов; 21 – ньюэлленская серия (талахская, мономская и усманьчевская свиты); 22 – тулурская свита; 23 – тирехтяхская серия (бегиджанская и муосучанская свиты); 24 – лепискинская серия (толбонская, хедалическая и муосучанская свиты); 25 – толбонская свита; 26 – нарынская и лагырская свиты объединенные; 27 – хедалическая и муосучанская свиты объединенные; 28 – абагинская свита; 29 – нарынская, лагырская и абагинская свиты объединенные; 30 – курумская, алгыйская, матагинская и осеннинская свиты объединенные; 31 – нарынская, лагырская, курумская, алгыйская, матагинская и осеннинская свиты объединенные; 32 – нектанская и лагырская свиты объединенные; 33 – курумская, ирекенская, билляхская, уттахская и осеннинская свиты нерасчлененные; 34 – курумская свита; 35 – ирекенская, билляхская, уттахская и осеннинская свиты объединенные; 36 – лунгхинская серия (кыбыттыгасская, усть-виллюйская, долгайская и сунтарская свиты); 37 – менкеринская серия (кыбыттыгасская и сетегейская свиты); 38 – дыадинская серия (кыбыттыгасская, иркинская, некунская, ольченская, сугуланская и намыкытская).

* Примечание. Отложения СР Нижневиллюйский прослежены в разрезах глубоких скважин.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Усть-кельтерская серия и мономская свита объединенные ($T_{1uk} + mn$). Усть-кельтерская серия состоит из неджелинской, таганджинской свит.

Неджелинская свита залегает со следами размыва на нерской свите верхней перми. Она сложена чередованием аргиллитов, алевролитов мелкозернистых и мелкозернистых песчаников с прослоями туффитовых пород, иногда основных эффузивов. Цвет пород темно-зеленовато-серый, в прослоях пестроцветный. Органические остатки в керне не обнаружены, но керн неджелинской свиты многих других скважин Вилуйской синеклизы охарактеризован многочисленными и разнообразными нижнетриасовыми конхостраками и растениями. Мощность свиты в скважине 80 м, по району до 120 м.

Таганджинская свита залегает согласно на неджелинской и представлена песчаниками серыми, зеленовато-серыми, преимущественно мелко-, реже мелко-среднезернистыми. Песчаники чередуются с прослоями и пакетами переслаивания пестроцветных аргиллитов, алевролитов и конгломерато-брекчий. Мощность свиты 450 м.

Мономская свита залегает на подстилающих отложениях согласно и образована аргиллитами и алевролитами мелкозернистыми, часто пестроцветными, с подчиненными прослоями зелено-серых и пестроцветных крупнозернистых алевролитов и линзовидными прослоями мелкозернистых песчаников. В породах известны находки неудовлетворительной сохранности конхострак, фораминифер и единственного экземпляра наутилида *Trematoceras* sp. [124]. Мощность свиты 80–100 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Тулурская свита (T_{1-3tl}) залегает согласно на мономской свите согласно и является синонимом бегиджанской свиты [197]. Состоит из двух толщ. Нижняя толща (400 м), отвечающая верхам оленекского яруса (аналог сыгынканской свиты), сложена алевролитами и аргиллитами с пластами песчаников, что не свойственно стратотипам тулурской и бегиджанской свит [52ф, 188]. Верхняя (700 м) образована песчаниками зеленовато-серыми, серыми и темно-серыми мелко-крупнозернистыми, с пластами и пачками алевролитов, аргиллитов и тонкими прослоями конгломератов, гравелитов, внутриформационных брекчий. Мощность свиты 1100 м.

Верхоянская СФО (II)

Средне-Верхоянская СФЗ (II-Б)

Средне-Верхоянская СФЗ охватывает более 90 % рассматриваемой территории. Для триаса данной зоны характерны разрезы с преобладанием прибрежно-морских и континентальных фаций, при близких мощностях (от 1500 до 2000, редко до 2400 м), и только на севере-западе региона мощ-

ность отложений не превышает 800 м. В северо-восточной части СФЗ объем толщ морского и мелководно-морского генезиса резко возрастает на юго-восток. В этом же направлении происходит увеличение мощностей с 1700–2400 до 5000 м.

Граница между пермскими и триасовыми отложениями почти повсеместно литологически резкая, иногда с отчетливыми следами размыва, подчеркнутыми конгломератами, гравелитами, редко корами выветривания. Она фиксируется и по появлению в разрезе триаса продуктов вулканической деятельности. Наличие перерыва подтверждается также залеганием триасовых отложений на различные горизонты перми, палеоботаническими и палеофаунистическими данными. Амплитуда перерыва в основании нижнего триаса не остается постоянной. Однако следы размыва на контакте перми и триаса нередко отсутствуют, а сероцветные или угленосные отложения перми без видимого несогласия перекрываются пестроцветными или черными аргиллитами с остатками конхострак. Определение величины стратиграфического перерыва со стороны триаса возможно только в восточной части Верхоянской СФО, где фиксируются наиболее мористые отложения нижнего триаса.

Менджеринский СР (II-Б-1)

Расположен в виде узкой полосы в западной части территории листа. Разрезы триаса данного СР генетически тесно связаны с разновозрастными образованиями Нижневилуйского СР. Здесь продолжают доминировать континентальные и приморско-континентальные фации; породы морского генезиса присутствуют главным образом в оленекском ярусе. В основании триасовых отложений в междуречье Сынча–Бегилян отмечаются покровы базальтов и отдельные прослои вулканогенно-осадочного генезиса. Мощность разреза триаса 800–1450 м.

В естественных обнажениях и по данным глубоких скважин в СР установлены отложения нижнего (усть-кельтерская и белянская серии объединенные, 550–850 м) и среднего–верхнего (тирехтяхская серия, 200–600 м) отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Усть-кельтерская и белянская серии объединенные ($T_{uk} + bl$). Усть-кельтерская серия состоит из неджелинской и таганджинской свит.

Неджелинская свита сложена частым неравномерным чередованием пестроокрашенных алевролитов и аргиллитов вишнево-красных, серых, зеленых, темно-зеленых, фиолетовых с редкими пластами и линзовидными прослоями (0,2–5 м) песчаников серых и зеленовато-серых, тонко-мелкозернистых и туфопесчаников. В подошве свиты в бассейне р. Уенге [63] фиксируется пласт (1,2 м) сливных кварцитовидных песчаников, который перекрывается рыхлой буро-желтой песчано-глинистой массой мощностью 2,5 м с линзами крепких грубозернистых песчаников, что, вероятно, свидетельствует о местном размыве. Следы стратиграфического несогла-

сия на границе перми и триаса наблюдаются и в нижнем течении р. Сынча. Здесь пестрые вязкие глины, выполняющие неровности кровли пермских отложений, содержат угловатые обломки, реже плоскую гальку серых песчаников с углистыми включениями. По всему разрезу отмечены скопления нижнетриасовых конхострак [47], а из верхней части свиты определены раннетриасовые растения *Martjanowsia* sp., *Pleuromeia* sp., *Tomiostrabus migayi* (Schved.), *Paracalamites taradanicus* Vlad., *Sphenopteris* sp., *Kchonoma-kidium* sp. [105].

В междуречье Сынча—Бегидян наблюдаются покровы базальтов (мощностью до 25–30 м и протяженностью до 15 км), которые сопровождаются различными пирокластами. Наибольшая мощность покровов и обилие пирокластических отложений отмечается в междуречье Соболах—Маян—Сеймчан. Обычно в разрезе прослеживается один, реже 2–3 покрова, разделенных пачками (до 20 м) вулканогенно-обломочных пород. В восточном направлении покровы быстро выклиниваются, и в отложениях триаса наблюдаются лишь туфопесчаники и туфоалевролиты, которые вскоре также исчезают из разреза [119]. Мощность свиты изменяется с запада на восток от 70–80 до 180 м.

Таганджинская свита залегает на неджелинской свите согласно и отличается от стратотипа [52ф], расположенного в Муосучанском СР, меньшим числом и мощностью пакетов переслаивания алевролитов и аргиллитов в нижней пачке, отсутствием остатков двустворок и брахиопод, постоянным присутствием в разрезе свиты обломков и целых стволов деревьев, шишек и семян хвойных араукарий, меньшей мощностью (100–270 м) [63, 52ф].

Белянская серия включает в себя мономскую и сыгынканскую свиты.

Мономская свита по строению разреза, палеонтологической характеристике и мощности отложений [63, 52ф] не имеет существенных отличий от стратотипа свиты, описанного в Муосучанском СР [52ф]. На красноватых таганджинской свиты темноцветные аргиллиты мономской свиты залегают согласно или с небольшим размывом; в последнем случае в базальных слоях разреза наблюдается прослой внутриформационных конгломератов. Мощность свиты 80–150 м.

Сыгынканская свита без видимых следов перерыва сменяет аргиллиты мономской свиты. По своему строению [72, 63] она близка к стратотипу [22] и только в юго-западной части СР в ней отмечена своеобразная толща [75ф] песчаников, охарактеризованная раннетриасовыми конхостраками *Sphaerestheria aldanensis* Novoj. и *Pseudestheria kashirtzevi* Novoj., с линзами и прослоями внутриформационных конгломератов и пачками переслаивания пестроцветных аргиллитов и алевролитов в средней части. Мощность свиты изменяется от 220 до 330 м, достигая своих максимальных значений — 350–380 м в юго-западной части СР.

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Тирехтяхская серия (T_{2-3tr}). Включает бегиджанскую и муосучанскую свиты.

Бегиджанская свита, сохраняя основные литологические и фациальные особенности разреза, заметно изменяется по площади. На северо-западе СР в бассейне руч. Эселях—Юрях она образована серыми, иногда с зе-

леноватым оттенком, песчаниками крупнозернистыми, гравелитистыми, реже мелко-среднезернистыми и средне-крупнозернистыми, с прослоями светло-серых кварцевых гравелитов и мелко-среднегалечных кварцево-кремнистых конгломератов. На отложениях сыгынканской свиты она залегает со следами размыва. Кровля сыгынканской свиты неровная, бугристая, с карманообразными углублениями, заполненными грубозернистым песчаником с щебнем зеленовато-серых глинисто-алевролитовых и песчаных пород сыгынканской свиты. Мощность отложений на этом участке минимальная для СР и составляет 90–100 м [52ф].

Южнее, в бассейне р. Соболах-Маян, свита представлена чередованием пачек (до 20–35 м) песчаников серых и зеленовато-серых разнозернистых, гравелитистых, с линзами и прослоями (до 0,4 м) кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В средней части разреза присутствуют прослои темно-серых алевролитов и аргиллитов мощностью в первые метры, редко больше 10 м. В песчаниках обычны отпечатки *Neocalamites carrerei* (Zeil.), *N. ferganensis* Kristcht., *Cladophlebites* sp. и *Schizoneura* sp., которые характерны для среднего и верхнего триаса Северной Сибири. Мощность свиты в бассейнах рек Соболах-Маян и Бегидян 400–450 м [63].

На юге-западе СР, в разрезах, вскрытых Китчанской глубокой скважиной и обнаженных в Кутургинской гряде, свита представлена чередованием пакетов и пачек песчаников преимущественно средне- и крупнозернистых с линзами и прослоями полимиктовых конгломератов [75ф, 38ф]. В Китчанской скважине в средней части отмечены два сближенных пласта (до 20 м) алевролитов и аргиллитов. В нижнем пласте найдены остатки *Pityophyllum nordenskioldii* Heer, *Eguisetites* sp. Перечисленные рода и виды флоры характерны для среднего и верхнего триаса Северной Сибири и Верхоянья.

Мощность свиты изменяется от 90–100 м на севере-западе до 400–450 м на востоке и 550–600 м на юге-западе СР.

Муосучанская свита на подстилающих отложениях залегает, как правило, с отчетливым размывом. По руч. Эсэлях-Юрях, правому притоку р. Сынча, она делится на две пачки, нижняя из которых представлена сероцветными песчаниками и алевролитами, а верхняя, мощностью 4,5 м – белыми кварцитовидными песчаниками с линзами и прослоями мелкогалечных кварцевых конгломератов и гравелитов кремнисто-кварцевого состава. Мощность свиты в разрезе 84 м [52ф]. Нижняя пачка, по данным А. М. Казакова и А. С. Дагиса [125], содержит богатый комплекс поздне триасовых ископаемых растений *Neocalamites carrerei* (Zeil.) Halle, ?*Schizoneura grandiose* Krysht. et Pryn., *Madigenopteris irregularis* Sibt., *Cylomeia* sp., *Clossophyllum* sp. и др. Этот разрез интересен тем, что песчано-алевритовая пачка залегает на грубозернистых породах бегиджанской свиты без видимых следов перерыва.

В нижнем течении р. Сынча свита, при близкой мощности в 90 м, имеет трехчленное строение. Нижняя и верхняя пачки сложены пластами (5 и 3–10 м) белых кварцитовидных песчаников с линзами и прослоями конгломератов и гравелитов, а средняя представлена чередованием пластов серых песчаников и пакетов тонкого переслаивания темно-серых алевролитов и песчаников. В основании свиты здесь залегает пласт (0,5–1,5 м) кремнисто-кварцевого белого сливного гравелита [230].

Своеобразный разрез свиты наблюдается по р. Тарыннах, правому притоку р. Бегидян, где отложения бегиджанской свиты перекрываются пач-

кой песчаников мощностью около 12 м. В подошве пачки залегает слой осадочной брекчии, мощностью от первых сантиметров до 2 м, состоящей из крупного щебня и обломков плит серых песчаников с рассеянной галькой полимиктового состава. Над брекчией залегают песчаники серые, светло-серые до почти белых, неравномернозернистые с многочисленными гальками и валунами сидерита, щебнем глинистых пород, линзовидными прослоями алевролитов и мелкогалечных конгломератов [52ф].

В юго-западной части СР муосучанская свита образована чередованием пластов конгломератов, гравелитов и белых кварцитовидных грубозернистых песчаников с линзами и прослоями конгломератов. Конгломераты состоят из галек размером до 10–15 см как кремнисто-кварцевого, так и полимиктового состава, и сцементированы кварцевым материалом.

Мощность муосучанской свиты на севере СР достигает 90 м, в южной части СР не превышает 10–30 м.

Муосучанский СР (II-Б-2)

Расположен в центральной части рассматриваемой территории. В СР широко развиты приморско-континентальные, дельтовые и мелководноморские фации. Морские фации фиксируются главным образом в нижнем отделе. Здесь же обычны пирокластические породы, покровы базальтов, широко развиты красноцветы. Мощность отложений триаса составляет 1500–2000 м. В разрезе триаса выделяются образования нижнего (усть-кельтерская и бяльская серии объединенные, 500–850 м), среднего–верхнего (толбонская свита, 400–650 м) и верхнего (хедаличенская и муосучанская свиты объединенные, 350–600 м) отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Усть-кельтерская и бяльская серии объединенные (*T_{1uk} + bl*). Усть-кельтерская серия состоит из неджелинской и таганджинской свит.

Неджелинская свита на отложениях верхней перми залегает без видимых следов перерыва или трансгрессивно. Свита образована аргиллитами и алевролитами зеленовато- и голубовато-серыми с примесью туфогенного материала и редкими прослоями песчаников мелкозернистых. В бассейне нижнего течения р. Ляписке и по р. Сыгынкан в основании свиты, залегающей на пермских угленосных отложениях с отпечатками *Cordaites* sp., наблюдаются вязкие красновато-бурые и серовато-зеленые глины мощностью от 7 до 15 см с линзами рыхлых алевролитов и очень плотных известковистых мелкозернистых песчаников с окатышами глинистых пород [52ф]. В бассейне верхнего течения р. Ляписке, где отмечены максимальные мощности отложений (около 130 м), свита сложена тонким чередованием пестроцветных пород, в котором преобладают аргиллиты и глинистые алевролиты, обогащенные пирокластическим материалом. Песчаники и туфопесчаники (мощностью 5–8 м) имеют резко подчиненное значение.

Для свиты характерны эллипсообразные с фунтиковой структурой и шарообразные карбонатно-алевролитовые, изредка марказитовые конкре-

ции типа септарий. В конкрециях и породе остатки *Unionites* sp., *Lingula borealis* Bittn. и скопления конхострак, из которых наибольший интерес представляют *Palaeolimnadiopsis kouznetskensis* Defretin-Lefrans, *Cornia vosini* Molin, *Limnadia verchojanica* Molin, типичные виды нижней части индских отложений Северной Якутии, неопределимые остатки аммоноидей и зубы рыб. В песчаниках нижней части толщи отпечатки растений *Cladophlebis* aff. *pygmaea* Neub., *Araucarites tomiensis* Neub., встречающиеся в базальных слоях мальцевской свиты Кузнецкого угольного бассейна. Приведенный комплекс типичен для нижней части индских отложений Верхоянья [22, 75].

В междуречье Тумара—Келе в отложениях свиты, характеризующейся на этом участке аномально небольшими (до 20—30 м) мощностями, наблюдаются покровы базальтов. В бассейне р. Тумара закартирован один покров мощностью 8 м, в среднем течении правого притока р. Нуора — три покрова мощностью 20, 10 и 8 м с пластами (4 и 17 м) алевролитов и прослоями песчаников между ними. Максимальная мощность покровов достигает 30 м. Выше покровов встречаются пласты туффитов, появляется большое количество прослоев туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и сильно известковистых пород [18ф]. Мощность свиты изменяется от 20 до 130 м, при этом строение разреза существенно не меняется.

Таганджинская свита согласно сменяет подстилающие слои. В нижней части (80—300 м) сложена чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов и пакетов их тонкого переслаивания. Песчаники серые, зеленовато-серые или пестроцветные, мелко- и среднезернистые, часто с горизонтами марказитовых конкреций, прослоями и линзами внутрiformационных конгломератов. Алевролиты и аргиллиты темно-серые и пестроцветные, иногда с многочисленными трещинами усыхания.

В верхней части (60—250 м) песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые, в основании отдельных прослоев среднезернистые с мелкими конкрециями марказита и многочисленными прослоями внутрiformационных конгломератов. В песчаниках обилие обломков и гальки аргиллитов и алевролитов и многочисленные эрозионные врезы глубиной до 1 м. В верхней части толщи в центральной части СР отмечаются прослои внутрiformационных конгломератов, состоящих из обломков и гальки пелитовых пород и карбонатно-алевролитовых конкреций. В цементе конгломерата — фрагменты раковин двустворок, брахиопод, гастропод, конхострак, зубы и чешуя рыб. В отложениях редкие остатки двустворок *Promyalina schamarae* (Bittn.), *Unionites canalensis* (Cattullo) и брахиопод *Lingula borealis* Bittn. В Восточном Верхоянье *Promyalina schamarae* ассоциируются с комплексом индских цератитов. Многочисленны конхостраки, представленные *Wetlugites pronus* Novoj., *Pseudesrheria sibirica* Novoj., *P. vjatkensis* Novoj., *P. kashirtzevi* Novoj., *P. tumariana* Novoj. В Восточном Верхоянье *Promyalina schamarae* ассоциируются с комплексом индских цератитов, а *Pseudesrheria vjatkensis* является характерным видом индского яруса Северной Якутии. Из многих мест определены растительные остатки *Sphenopteris* sp. и *Araucarites tomiensis* Neub., встречающиеся в подобном же изобилии в отдельных слоях мальцевской свиты Кузнецкого бассейна [22, 52ф]. Изменение литологического состава выражается в нарастании роли алевролитов и уменьшении числа прослоев внутрiformационных конгломератов в восточном направлении. Мощность свиты изменяется от 140 до 500 м.

Белянская серия включает мономскую и сыгынканскую свиты.

Мономская свита характеризуется однородным литологическим составом, четкими границами и, как правило, обилием органических остатков, что определяет ее маркирующее значение при геологическом картировании. Она сложена однородной толщей алевролитов и аргиллитов черных, темно- и зеленовато-серых, в западной части СР иногда пестроцветных, с маломощными прослоями песчаников. Характерны горизонты с многочисленными, часто крупными, известково-глинистыми конкрециями, линзы глинистых известняков с фунтиковой структурой и прослой известняково-ракушняков, переполненных раковинами аммонитов и наутилоид, часто гигантских размеров, двустворок, конхострак. Отсюда определены аммониты *Hedenstroemia hedenstroemi* (Keys.), *Lepiskites kolymensis* (Porow), *Anawasatchites tardus* (McLearn), *Boreoceras demokidovi* (Porow) и виды родов *Pseudosageceras*, *Melagaticeras*, *Clypeoceratoides*, *Meekoceras*, *Kelteroceras*, *Sakhaites*. По всему разрезу встречаются раковины прямых наутилоидей родов *Trematoceras* и *Pseudorthoseras*, разнообразные двустворки родов *Peribositria*, *Bakevellia*, *Promyalina*, «*Atomodesma*», брахиоподы рода *Lingula*; гастроподы рода *Bellerophon*; многочисленные конхостраки родов *Wetlugites*, *Pseudestheria*, *Cyclotunguzites* и др., костные остатки рептилий, зубы и чешуя рыб [22, 109, 110]. Находки цератитов и двустворок позволяют коррелировать описанные отложения с зонами *hedenstroemi*, *kolymensis*, *tardus* и *euomphala* (оленок) региональной шкалы.

От бассейна р. Тагынды и нижнего течения р. Нуора в направлении на восток и северо-восток значительно сокращаются мощности прослоев песчаников и количество конкреций, появляются прослой и линзы (мощностью до 1 м) глинистых известняков с обломками и целыми раковинами цератитов, двустворок и гастропод (ленские перибозитровые известняки). В этом же направлении уменьшается пестроцветность пород. Мощность свиты варьирует в пределах 80–130 м, достигая в бассейне р. Ляписке 180 м.

Сыгынканская свита в западной части СР залегает на мономских аргиллитах обычно с размывом. Здесь в основании (бассейн рек Сыгынкан и Муосучан) фиксируются следы размыва и прослой внутриформационных конгломератов, состоящий из галек и обломков песчаников и алевролитов. В подошве конгломератов развиты эрозионные врезы глубиной до 0,5 м [22]. В восточной части СР алевролиты мономской свиты сменяются песчаниками сыгынканской свиты без видимых следов перерыва.

Свита характеризуется большой пестротой состава и фациальной изменчивостью, при этом в разрезе устойчиво фиксируются две пачки [22]. Нижняя пачка (20–180 м) образована песчаниками зеленовато-серыми мелко-, реже среднезернистыми, нередко с эрозионными врезами в основании пластов, выполненными внутриформационными конгломератами и мелким растительным детритом. В песчаниках отмечаются прослой алевролитов темно- и зеленовато-серых мелкозернистых и внутриформационных конгломератов, состоящих из гальки и обломков аргиллитов и алевролитов, марказитовые конкреции. В бассейне р. Сыгынкан и в верховьях р. Торуласки (бассейн р. Мяген) мощность пачки не превышает 60–80 м, а в бассейнах левых притоков р. Тагынды и правых притоков р. Нуора — 20–30 м. В междуречье Кельтер (правый приток р. Нуора) — Ляписке, где прослой алевролитов слагают до 40 % разреза, мощность пачки возрастает до 110–180 м.

Верхняя пачка (50–120 м) на западе СР сложена песчаниками серыми и зеленовато-серыми, мелкозернистыми с прослоями (1–10 м) алевролитов темно-серых, преимущественно мелкозернистых. Не редкость прослои внутриформационных конгломератов, иногда с мелкой галькой кварца и кремнистых пород, обычны обугленные растительные остатки и конкреции марказита. В восточном типе разреза преобладают алевролиты темно-серые, преимущественно мелкозернистые, с прослоями песчаников серых и зеленовато-серых мелкозернистых, линзами полимиктовых конгломератов, многочисленными углефицированными растительными остатками, конкрециями марказита.

В отложениях и конкрециях комплекс нижнетриасовых конхострак, в котором к формам, не известным в подстилающих отложениях Западного Верхоянья, относится только *Sphaerestheria koreana* (Ogawa et Wat.). Очень редки раковины пресноводных двустворок [22, 83]. Раннетриасовый возраст сыгынканской свиты подтверждается и остатками растений *Pleuromeia sternbergii* (Münst.) Corda, *Paracalamites* aff. *taradanicus* Vlad., *Neocalamites* sp., *N. primoris* Vlad., *Equisetites* sp., *Cladophlebis* sp., *Peltashermum* sp., *Desmiophyllum* sp. [124].

Мощность свиты изменяется в пределах 120–280 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Толбонская свита (T_{2-3}^{tb}) залегает на подстилающих породах без видимых следов перерыва. Образована она песчаниками серыми, зелеными и зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми с прослоями крупнозернистых разностей. Редки прослои и линзы разномзернистых алевролитов, часто с растительными остатками, и пачки чередования песчаников и алевролитов. В нижней части разреза обычно наблюдается пачка (5–30 м) песчаников светло-серых разномзернистых, существенно кварцевых, с прослоями и линзами полимиктовых конгломератов. В песчаниках многочисленные горизонты внутриформационных конгломератов (до 0,3 м) и брекчий (от 0,1 до 5–6 м), полимиктовых конгломератов (до 0,2 м). Внутриформационные конгломераты сложены мелкой окатанной галькой алевролитов и аргиллитов, брекчии — неокатанными обломками алевролитов размером до 20–30 см и более. Полимиктовые конгломераты состоят из гальки осадочных, метаморфических и магматических пород. В подошве прослоев песчаников, конгломератов и брекчий часты следы размыва и крупные (глубиной до 0,5–1 м) эрозионные врезы [22]. В песчаниках и алевролитах обычны марказитовые конкреции.

В нижней части отложений присутствуют остатки растений *Neocalamites carrerei* (Zeil.) Halle, *Equisetites* sp., *Masculostrobos* sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp., *Glossophyllum* sp., *Podozamites* sp. [124], нередко скопления конхострак, обычных для нижнетриасовых отложений, но встречающихся и в толбонской свите Западного Верхоянья: *Pseudostheria pliciferina* Novoj., *P. kashirtzevi* Novoj., *Cyclotunguzites gutta* Lutk., *Sphaerestheria aldanensis* Novoj. и др., а в бассейне левых притоков р. Нуора найдены единичные экземпляры морских двустворок рода *Gresslya* (анизий хр. Кулар и севера Средней Сибири). В средней части изредка отмечаются пресноводные двустворок-

ки неудовлетворительной сохранности, растительные остатки *Sphenopteris* sp., *Cladophlebis* sp. и стволы каламитов. В верхней части встречены крупные (до 1–2 м) стволы каламитов и отпечатки *Paracalamites* sp., *Neocalamites* sp., *Lepidopteris* aff. *strombergensis* (Sew.) Thrownrow [22, 84].

Мощность свиты изменяется от 400 м на западе до 650 м на востоке.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Хедаличенская и муосучанская свиты объединенные ($T_3hd + m\check{c}$). Хедаличенская свита на песчаниках толбонской свиты залегает без видимых следов перерыва, реже с местным размывом, подчеркнутым линзами гравелитов и конгломератов. Свита начинается пачкой (15–60 м) переслаивания темно-серых, черных алевролитов, аргиллитов и серых мелко- и крупнозернистых песчаников, которая является реперной при геологическом картировании в монотонной толще песчаников среднего и верхнего триаса. В подошве пачки отмечаются тонкие линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов с мелкой хорошоокатанной галькой магматических и метаморфических пород, известняков, песчаников и алевролитов. Характерны марказитовые конкреции и скопления растительных остатков, обилие мелкого растительного детрита. Изменчивость состава пачки заключается в уменьшении роли песчаников с запада на восток. Выше по разрезу залегают песчаники с резко подчиненными прослоями аргиллитов, алевролитов, конгломератов и гравелитов. Песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые, с прослоями средне- и крупнозернистых, иногда гравелитистых разностей, с мелкой галькой кварца и кремней на плоскостях напластований. В песчаниках обычны включения угловатой и плоской гальки глинистых пород, окаменевшей древесины, скопления растительных остатков, линзы брекчий и внутрiformационных конгломератов. Аргиллиты темно-серые и черные, обогащенные углистым материалом. Алевролиты темно-серые мелко- и крупнозернистые, часто с углистым материалом на плоскостях напластований. Мелкогалечные полимиктовые конгломераты и кварцевые гравелиты слагают маломощные (обычно до 0,2–0,5 м, редко до 1 м) прослои и линзы. В основании наиболее мощных прослоев конгломератов наблюдаются эрозионные врезы.

Позднетриасовый возраст свиты определяется остатками растений *Bernoullia* aff. *aktuibensis* Brick., *Neocalamites ferganensis* Krysht., *N. carrerei* (Zeil.) Halle, *Cladophlebis* cf. *williamsonii* (Brongn.), *Equiswetites arenaceus* Schenk., *Schizoneura* sp., *Leptostrobus* sp., *Podozamites* cf. *angustifolius* (Eichw.) Heer, *Carpolithes* sp. и на основании сопоставления разрезов верхнего триаса западного и восточного склонов [21, 139, 39ф]. Изменение состава свиты заключается в нарастании роли глинистых образований в восточном и северо-восточном направлениях. Как правило, в этом же направлении мощность свиты изменяется с 250 до 500 м.

Муосучанская свита залегает на подстилающих отложениях с размывом, который фиксируется как по присутствию в ее основании конгломератов мощностью от первых сантиметров до 1 м, так и по налеганию подошвы свиты на различные слои хедаличенской свиты. Свита имеет сложное строение. В маломощных разрезах она образована кварцитовидными пес-

чаниками с линзообразными прослоями конгломератов и гравелитов, мощность и роль которых увеличивается по мере уменьшения мощности свиты. В наиболее полных разрезах свита имеет трехчленное строение, при этом нижняя и верхняя ее пачки сложены белыми кварцитовидными песчаниками, а средняя — темно-серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Участками нижняя пачка песчаников выклинивается, и свита приобретает двухчленное строение [52ф]. В бассейне руч. Бырангандя, левом притоке р. Нуора, в алевролитах средней пачки отмечаются эрозионные врезы глубиной до 2–5 м, выполненные песчано-гравийно-галечным или алевритовым материалом, и фрагменты корневых систем растений [22].

В бассейне р. Нуора в отложениях свиты собраны морские двустворки рода *Neoschizodus*, остатки пресноводных двустворок плохой сохранности и растительные остатки *Podozamites gramineus* Heer, *Neocalamites* sp., *Equistites* sp., *Dictyophyllum* aff. *mogugaica* Greb., *Sphenopteris* sp., *Cladophlebites* sp., *Thinfeldia* sp. и др. [22, 84]. Заключенные в этом комплексе отпечатки свидетельствуют о принадлежности вмещающих их отложений к позднему триасу, а остатки *Dictyophyllum* характерны для монгугайской флоры норийского яруса Приморья.

Максимальные мощности свиты (70–130 м) прослеживаются в бассейнах рек Нуора, Тагындя, Ляписке, минимальные (10–20 м) — в бассейнах западных притоков р. Буруолах, в восточном крыле муосучанской антиклинали и ряде других мест.

Лепискинская серия ($T_{2-3}lp$) объединяет толбонскую, хедаличенскую и муосучанскую свиты, имеющие строение, аналогичное вышеописанному. На геологической карте она показана на площадях, где слагающие ее образования имеют незначительную мощность или крутые углы залегания.

Ханнахский СР (II-Б-10)

Расположен в северной части территории, в бассейне р. Бытантай. По мощностям (1500–2500 м) и строению разреза близок к Муосучанский СР, но отличается усилением роли прибрежно-морских и морских фаций. Континентальные и прибрежно-континентальные фации продолжают доминировать, главным образом в отложениях среднего триаса.

В СР установлены отложения нижнего (ньюэленская серия, 550–1000 м), среднего–верхнего (толбонская свита, 300–450 м) и верхнего (курумская, алгыйская, матагинская и осеннинская свиты объединенные, 400–1000 м) отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ньюэленская серия (T_{1nl}) состоит из талахской, мономской и усманьчевской свит.

Аргиллиты и алевролиты талахской свиты залегают на песчаниках верхней перми без видимых следов перерыва в осадконакоплении. По своему

составу, комплексу фоссилий и мощности разреза [11ф, 74ф] близка к стратотипу, находящемуся в нижнем течении р. Аркачан [34ф], и отличается в основном меньшим развитием псаммитовых туффитов. Мощность свиты 220–270 м на западе и 300–330 м на востоке СР.

Мономская свита перекрывает песчаники талахской свиты без видимых следов перерыва. На большей части района представлена черными и зеленовато-серыми мелкозернистыми алевролитами, часто углистыми, с прослоями и пакетами аргиллитов и единичными линзующимися пластами (до 1 м, редко 4 м) зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Вдоль восточной границы СР в береговых обрывах р. Бильлях в подошве толщи залегает пласт (0,5–1,5 м) серых кристаллических известняков. В алевролитах и аргиллитах присутствуют редкие глинисто-карбонатные и песчано-карбонатные конкреции, линзы известняков с фунтиковой структурой, отпечатки каламитов. На р. Бильлях в 5 м выше пласта серых известняков известна находка аммонита *Boreoceras* sp., характерного рода низов верхнего оленека. По всему разрезу толщи скопления конхострак [51ф]. Мощность свиты 65–130 м.

Усманычевская свита согласно залегает на алевролитах мономской свиты. Она сохраняет основные черты строения стратотипа [34ф], отличаясь, главным образом, однообразием комплекса фауны. В свите присутствуют лишь скопления двустворок рода *Bakevellia* и конхострак [11ф]. Мощность свиты 300–500 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Толбонская свита ($T_{2-3}tb$) согласно сменяет алевролиты усманычевской свиты. Сложена мощными (до 150 м) пачками разнозернистых песчаников, разделенных горизонтами (до 15 м) разнозернистых алевролитов и пакетами (до 20 м) незакономерного чередования песчаников и алевролитов. Вдоль восточной границы СР в разрезе свиты установлены единичные двустворки рода *Hoernesia* (средний триас Верхоянья), на остальной территории отмечается скопление растительного детрита и растительных остатков. Мощность свиты 300–450 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Курумская, алгыйская, матагинская и осеннинская свиты объединенные ($T_3km + os$).

Курумская свита залегает согласно на толбонских песчаниках. Как и в стратотипе (Аркачанский СР), она образована двумя циклами осадконакопления (до 300 и 150 м), нижние части которых (до 50 и 90 м) сложены чередованием разнозернистых алевролитов с редкими пластами песчаников, а верхние (до 250 и 90 м) — песчаниками с редкими пакетами (до 10 м) алевролитов, редко аргиллитов. Песчаники нередко включают линзы и прослойки внутрiformационных и полимиктовых конгломератов, иногда с обломками окаменевшей древесины. В алевролитах и аргиллитах присутствуют скопления растительных остатков и их детрит. В восточной части

СР (бассейн левых притоков р. Бильях) разрез свиты имеет минимальные мощности и в породах наблюдаются полигональные трещины усыхания. Органические остатки редки. На севере СР известны единичные находки аммонитов *Yakutosirenites pentastichus* (Vozin). Значительно чаще встречаются скопления двустворок родов *Indigirohalobia*, *Zittelihalobia*, *Tosapecten*, *Cardinia*; гастроподы, отпечатки флоры, редко обломки древесины [11ф]. Перечисленные остатки определяют отложения в объеме большей части карния. Мощность свиты изменяется от 130 до 450 м.

Аргиллиты и алевролиты алгыйской свиты с многочисленными и разнообразными, вплоть ракушняков, двустворками, залегают на грубозернистых континентальных песчаниках курумской свиты без видимых следов несогласия. Разрез свиты не имеет существенных отличий от стратотипа, расположенного в Аркачанский СР [34ф]. Мощность свиты достигает 200 м и только на левобережье р. Мархаттах, левом притоке р. Ньюэле, где толща представлена коричневатыми аргиллитами с прослоями и линзами зеленовато-серых алевролитов, фиксируются минимальные мощности — 80 м [74ф].

Матагинской свите, залегающей на подстилающих отложениях без признаков стратиграфического перерыва, свойственна изменчивость состава и мощностей. В бассейне р. Мархаттах, левом притоке р. Ньюэле [74ф], толща представлена чередованием пластов песчаников (5–10 м) и алевролитов (2–5 м). Мощность ее здесь максимальная для СР и составляет 200–250 м. В подошве свиты постоянно фиксируется маркирующий горизонт (20–30 м) разнотриасовых песчаников с линзами конгломератов. Заметно отличается разрез свиты в бассейне р. Бильях (руч. Сосо), где толща образована алевролитами с редкими пластами аргиллитов и пакетами (3–5 м, редко до 10 м) песчаников, количество которых увеличивается кверху [30ф]. Мощность свиты здесь не превышает 90–100 м. Как и в Аркачанский СР, характерно обилие остатков разнообразных позднеюрских двустворок родов *Monotis*, *Oxytoma* и *Tosapecten*. Мощность свиты 90–250 м.

К осеннинской свите отнесена толща пород без фаунистических остатков, которая согласно залегают на содержащих остатки *Monotis ochotica* (Keus.) слоях матагинской свиты и перекрывается слоями с нижнеюрской фауной. Сложена она темно-серыми, преимущественно мелкозернистыми алевролитами с редкими (через 2–10 м) прослоями тонкозернистых песчаников серых и зеленовато-серых (мощностью до 1–2 м) и единичными линзами полимиктовых конгломератов. Мощность толщи изменяется от 50 до 150 м.

Аркачанский СР (II-B-11)

Размещен в восточной части листа, занимая междуречье Бытантая и Дулгалаха. Основную роль здесь играют прибрежно-морские и морские фации. Суммарная мощность разреза 1800–2500 м.

В отложениях триаса выделяются нижнетриасовая ньюэленская серия (700–850 м), средне-верхнетриасовые образования, представленные объединенными нарынкой и лагырской свитами (450–900 м), верхнетриасовые курумская, алгыйская, матагинская и осеннинская свиты объединенные (400–850 м), а также объединенные средне-верхнетриасовые отложе-

ния нарынской, лагырской, курумской, алгыйской, матагинской и осеннинской свит (850–1200 м).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ньюэленская серия (T_1nl) состоит из талахской, мономской и усманывчевской свит.

Нижняя граница талахской свиты очень отчетливая, но без признаков перерыва. Она проводится в кровле пласта серых песчаников с пермской фауной, на котором залегают зеленовато-серые, иногда туфогенные алевролиты и аргиллиты с разнообразными остатками триасовой фауны. В бассейне правых притоков р. Бильлях в кровле пермских песчаников, вскрытых горными выработками, отмечается прослой мощностью 2–3 см вязкой темно-серой глины с мелкой щебенкой алевролитов [61ф].

По литологическим особенностям в разрезе свиты выделяются две пачки. Нижняя пачка (70–140 м) сложена частым (от первых сантиметров до 1–2 м) неравномерным чередованием разнозернистых алевролитов, реже аргиллитов с редкими прослоями песчаников. Алевролиты зеленовато-серые, темно-серые, реже черные, от мелко- и крупнозернистых до песчаных, часто с прослоями известково-глинистых конкреций и линзовидными образованиями известняков с фунтиковой структурой. Песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые. В южной части СР по всему разрезу пачки отмечены прослои туфогенных песчаников и алевролитов, а в основании пачки во многих разрезах залегает пакет (2–5 м) тонкого неритмичного чередования туффитов, туфогенных алевролитов и туфогенных мелкозернистых песчаников.

Органические остатки в породах свиты достаточно часты и разнообразны. Собраны остатки аммонитов *Otoceras boreale* Spath, *Tompophiceras* sp., *Hypophiceras*? sp., *Wordieoceras desipiens* (Spath), двустворок родов *Palaeonucula*, *Malletia*, *Sarepta*, *Nuculopsis*, *Megadesmus*, *Claraia*, *Permophorus*, *Unionites*, *Atomodesma*, *Promyalina*, *Palaelimnadiopsis*, брахиопод родов *Planirhynchia* и *Lingula*, гастропод рода *Bellerophon*, разнообразные конхостраки родов *Cornia*, *Wetlugites*, *Pseudestheria*, *Lioestheria*, *Euestheria* и др. Изредка отмечаются остатки *Paracalamites* sp. [51ф, 34ф].

Верхнюю пачку (80–220 м) формируют незакономерно чередующиеся пакеты и пласты песчаников (5–25 м), алевролитов (от 0,5–15 до 20–30 м), редко аргиллитов. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые, в южной части СР нередко туфогенные и известковистые, с редкими линзами мелко-среднегалечных конгломератов. Алевролиты от черных до зеленовато-серых мелко-крупнозернистые с известково-глинистыми и песчано-известковистыми конкрециями, прослоями глинистых известняков. На левобережье р. Дулгалах, в бассейнах нижних течений рек Силян и Саха-Юряге в отложениях обычных горизонты с многочисленными ходами червей, трещинами и многоугольниками усыхания [52]. Большая часть фоссилий найдена в южной части СР. Отсюда определены аммониты *Vavilovites turgidus* (Pоров), *V. compressus* Vavil., *Episageceras dorogoyi* Bytschk., *Kingites*? sp., *Sakhaitoides* cf. *verchoyanicum* (Pоров) и др. [79, 34ф]. Комплекс фоссилий определяет возможность отнесения нижней пачки к боль-

шей части нижнеиндского подъяруса (кроме зоны *concautum*), а верхней — к верхнеиндскому. Мощность свиты изменяется от 180–200 до 300–340 м.

Мономская свита образована незакономерным чередованием бурых, темно- и зеленовато-серых мелкозернистых алевролитов и аргиллитов с редкими маломощными (до 1–5 м) прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. В базальных слоях отложений свиты нередко наблюдается линзующийся прослой конгломератов с уплощенной галькой пелитов, на котором залегает пласт (до 8 м) черных перекристаллизованных известняков. В других местах прослой известняков фиксируется в 30–40 м от подошвы свиты, при этом мощность свиты увеличивается. Для толщи характерны разнообразные и многочисленные конкреции и линзы глинистых известняков с фунтиковой структурой. В отложениях встречены оленекские аммониты *Hedenstroemia hedenstroemi* Keys., *Lepiskites kolymensis* Popow, *Boreoceras* sp. и разнообразные конхостраки [29ф, 28ф, 51ф]. Мощность свиты 40–110 м.

Усманычевская свита согласно перекрывает алевролиты и аргиллиты мономской свиты. Литологические особенности позволяют выделить в объеме свиты две пачки. Нижняя пачка (125–320 м) представлена пакетами незакономерного чередования разнозернистых песчаников с пачками переслаивающихся алевролитов и песчаников. Песчаники серые и зеленовато-серые мелко-среднезернистые, иногда с редкой уплощенной галькой пелитов, скоплением растительного детрита, стеблями растений и редкими прослоями (до 0,7 м) конгломератов с галькой песчаников и алевролитов. В южной части СР песчаники изредка туфогенные и известковистые. На правом берегу р. Бильях, выше устья руч. Отто-Юрях, и на правом берегу нижнего течения р. Сиян в кровле прослоев песчаников наблюдаются трещины усыхания [51ф]. Алевролиты темно-серые разнозернистые с текстурами взмучивания и оползания осадка, редкими известково-глинистыми конкрециями, отпечатками стеблей растений, единичными позднеоленекскими двустворками *Peribositria* cf. *sibirica* (Kur.), *Bakevella* ex gr. *varians* Kur., брахиоподами *Lingula polaris* Lundg. и конхостраками *Pseudoestheria* cf. *tumariana* Novoj., *Wetlugites* cf. *pronus* Novoj. [34ф].

Верхняя пачка (50–120 м) сложена алевролитами с редкими пластами песчаников и линзующимися прослоями аргиллитов. Алевролиты темно- и зеленовато-серые разнозернистые до песчанистых, в южной части СР иногда туфогенные, с редкими известково-глинистыми или фосфатными конкрециями, линзами глинистых известняков, линзочками конгломератов, состоящими из гальки песчаников, алевролитов, кварца, и дроблеными раковинами конхострак. В северной части СР в прослоях (1–5 м) песчаников отмечаются линзы внутриформационных конгломератов и трещины усыхания. В бассейне р. Аркачан верхняя пачка сложена разнозернистыми алевролитами с пластами песчаников и телами микститов (хаотическими образованиями) мощностью до 60–70 м и протяженностью до 5–6 км. Обломки пород микститов (олистоолиты, олистоплаки) представлены песчаниками и алевролитами размером от первых сантиметров до первых метров и крупными блоками до 40 × 50 м, часто с фауной двустворок и брахиопод позднекаменноугольного и пермского возрастов, редко с фауной раннеоленекских двустворок [34ф]. Отложения охарактеризованы фауной позднеоленекских (зоны *grambergi* и *spiniplicatus*) аммонитов *Parasibirites subpretiosus* (Popow), *Sibirites pretiosus* Mojs., *S. eichwaldi*

(Keys.), *Nordophiceras* ex gr. *karpinskii* (Mojs.), *Pseudosvalbardiceras* aff. *sibiricum* (Mojs.), *Keyserlingites* sp., *Olenikites* sp. и двустворок родов *Bakevella*, *Palaeonucula*, *Malletia*. По плоскостям напластований всех типов пород развит обильный растительный детрит, иногда листовая флора. В направлении с запада на восток количество и мощность прослоев алевролитов последовательно увеличивается. В этом же направлении, как правило, возрастает до 500 м и мощность свиты. Минимальные мощности — 240 м отмечаются в бассейне р. Аркачан.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нарынская и лагырская свиты объединенные ($T_{2-3}nr + lr$).

Песчаники нарынской свиты залегают на алевролитах усманьчевской свиты согласно, но в ряде мест бассейна среднего течения р. Улага и, вероятно, по р. Аркачан ниже устья р. Эндыбал со следами размыва [52]. Разрез сложен мощными (до 20–100 м), иногда монолитными, пачками и пластами песчаников с прослоями алевролитов мощностью до 5 м. Только в средней части свиты объем переслаивающихся песчаников и алевролитов возрастает, но и здесь песчаники заметно преобладают. Песчаники зеленые и светло-зеленые мелко- и среднезернистые, с редкой уплощенной галькой алевролитов, единичными линзами конгломератов, состоящими из гальки алевролитов, песчаников и кварцевых гравелитов, конкрециями марказита. В южной части СР отмечаются единичные пласты грязно-зеленых мелко-среднезернистых туфогенных песчаников. Алевролиты мелко-крупнозернистые до песчаных, изредка с известково-глинистыми конкрециями. По всему разрезу обильный растительный детрит и отпечатки стеблей растений. Фаунистические остатки в отложениях свиты редки и представлены *Arctohungarites* ex gr. *triformis* Mojs., *Parapopanoceras dzeginense* (Voïn.), *Myalina kiparisovae* Ку г. и видами родов *Janajia*, *Mytilus*, *Bakevella*, *Praeotapiria*, *Hoernesia* [34ф]. Упомянутые аммониты и двустворки определяют принадлежность отложений к анизийскому ярусу. Мощность свиты 230–500 м.

Контакт алевролитов лагырской свиты с песчаниками нарынской свиты повсеместно четкий и резкий, но без признаков перерыва. По литологическим особенностям свита подразделяется на две пачки. Нижняя пачка (до 60 м) среди отложений среднего триаса выделяется своим преимущественно тонкозернистым составом. Она образована незакономерным чередованием разномасштабных алевролитов с единичными пластами песчаников, мощность которых в юго-восточной части СР увеличивается до 8 м. Алевролиты черные и темно-серые мелко-крупнозернистые, с мелкими известково-глинистыми конкрециями и линзами-конкрециями с фунтиковой структурой. Песчаники зеленовато-серые алевролитистые и мелко-среднезернистые с линзами мелкогалечных полимиктовых конгломератов и уплощенной галькой алевролитов. В отложениях присутствуют редкие двустворки *Dacryomya*, *Janajia*, *Pseudocorbula*; брахиоподы *Lingula*; отпечатки *Neocalamites* sp. и растительный детрит.

Верхняя пачка (250–350 м) сложена песчаниками (10–50 м), чередующимися с пакетами (2–20 м) тонкого переслаивания мелко-крупнозернистых алевролитов и песчаных алевролитов. В ее верхней части объем

пакетов алевролитов резко сокращается и мощность их редко достигает 4–5 м. Песчаники светло- и зеленовато-серые мелко-среднезернистые, изредка переходящие в крупнозернистые и грубозернистые разности, с линзами среднегалечных конгломератов, состоящих из гальки песчаников, роговиков и кварца. В песчаниках постоянно отмечается разобшенная (плавающая) галька алевролитов, песчаников, реже кварца и роговиков, встречаются мелкие марказитовые конкреции. В нижней части пачки в бассейне р. Аркачан наблюдается метровый пласт мелко-среднекристаллических песчаных известняков, аналоги которого в других районах фиксируются прослоями сильно известковистых песчаников. Алевролиты темно-серые и черные, преимущественно крупнозернистые и песчаные, изредка с растительным детритом и плавающей галькой песчаников и алевролитов. Органические остатки в породах пачки редки. Отсюда определены *Dacryotya*, *Janaija*, *Magnolia* и *Hoernesia* – формы, обычные для ладинского яруса восточного склона Верхоянского хребта [34ф]. Принадлежность части верхней пачки к карнийскому ярусу определяется на основании сопоставления разрезов Аркачанского СР с Нижнесартангским СР, где в верхах пачки отмечаются хараулахские слои с *Janopecten deljanensis* видом-индексом части зон *tenuis* и *omkutchanicum* нижнего карния. Мощность свиты 300–400 м.

Нарынская, лагырская, курумская, алгыйская, матагинская, осеннинская свиты объединенные ($T_{2-3}nr \div os$) показаны на участках, где мощности свит минимальные, а залегания пород крутые. Строение нарынской и лагырской свит здесь аналогично вышеописанному.

Отложения курумской свиты резко, но согласно сменяют песчаники лагырской свиты. Свита образована двумя циклами седиментации. Нижние части ритмов (40–120 м) сложены неритмичным и неравномерным переслаиванием алевролитов мелко- и крупнозернистых, алевролитистых песчаников и мелкозернистых песчаников, верхние (50–250 м) – чередованием пачек разнозернистых песчаников с редкими пакетами разнозернистых алевролитов и алевролитистых песчаников. В песчаниках присутствуют линзы гравелитов, полимиктовых и внутриформационных конгломератов, растительный детрит и отпечатки листовой флоры. В обрывах левого борта р. Эчий (осеннинский разрез), где описан стратотип свиты [34ф], на песчаниках лагырской свиты залегают:*

1. Пачка неравномерного и неритмичного переслаивания темно-серых, углефицированных растительным детритом, известковистых алевролитистых песчаников, черных крупно- и мелкозернистых алевролитов и известковистых мелкозернистых песчаников с гиероглифами *Rhizocordalium* и двустворками *Unionites*. В 13 м от подошвы расположен пакет (7 м) известковистых зеленовато-серых мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитистых разностей и единичными линзами внутриформационных конгломератов 58
2. Песчаники мелко-крупнозернистые с плавающей галькой алевролитов и линзами внутриформационных конгломератов, единичными (через 10–20 м) пакетами разнозернистых алевролитов и алевролитистых песчаников. В породах пачки собраны двустворки *Oxytoma* sp., *Tosapecten suzukii* (Kob.), *Cardinia subcircularis* Kipar. и др. 99

* Мощность приводится в метрах.

3. В основании пачки залегает пакет мелко-крупнозернистых алевролитов мощностью 10 м. Верхняя часть пачки сложена мелко-среднезернистыми песчаниками, чередующимися с пакетами мелко-крупнозернистых алевролитов и алевролитистых песчаников 33
4. Песчаники зеленовато-серые мелко-среднезернистые, с переходами до крупнозернистых и гравелитов, с редкими прослоями серых мелкозернистых песчаников и темно-серых алевролитистых песчаников. Широко развиты линзы мелкогалечных конгломератов 52

Мощность свиты в разрезе 242 м.

Кроме фоссилий, отмеченных выше, имеются находки карнийских аммонитов *Yanosirenites buralkitensis* (Popov), *Neosirenites* cf. *pentastichus* (Vozin), *N.* aff. *irregularis* (Kipar.), *Sirenites yakutensis* Kipar., *Arctophyllites* sp. и двустворок родов *Dacryomya*, *Halobia*, *Zittelihalobia*, *Oxytoma*, *Meleagrinella*, *Chlamys*, *Tosapecten*, *Unionites*, *Cardinioides*, *Palaeopharus*, *Cardinia*, *Tancredia*, *Ochotomya* [62ф, 34ф]. Мощность свиты последовательно увеличивается до 500 м на север и северо-запад и уменьшается до 210 м на восток и юго-восток от осеннинского разреза.

Алгыйская свита на отложениях курумской свиты залегает согласно. Она представлена алевролитами и аргиллитами с пластами (5–10 м, редко до 20 м) песчаников, число и мощность которых уменьшается кверху. В южной части СР мощность пластов песчаников увеличивается до 15–30 м, а в нижней части толщи отмечается линзующаяся пачка песчаников мощностью до 60 м. Алевролиты темно- и зеленовато-серые мелкозернистые, реже песчаные, иногда с крупными воднооползневными образованиями песчаников. На широте р. Улага в средней части разреза появляются пачки коричневых, вишневых и зеленоватых аргиллитов, выходы которых прослеживаются и в северном направлении [51ф, 79]. В аргиллитах и алевролитах часты известково-глинистые конкреции типа септарий. Песчаники серые и зеленовато-серые мелко-среднезернистые. В них обычны линзы мелко-крупногалечных полимиктовых конгломератов и гравелитов с включениями хорошоокатанной гальки полимиктового состава, скопления растительных остатков, конкреции известковистых песчаников. Для толщи характерны ракушняки, образованные как целыми створками, так и дроблеными раковинами двустворок. Отсюда определены *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Monotis setakanensis* Kipar., *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *E. daonellaeformis* (Kipar.) и виды родов *Bakevellvia*, *Oxytoma*, *Entolium*, *Chlamys*, *Tosapecten*, *Gryphaea*, *Unionites*, *Cardinioides*, *Neoschizodus*, *Cardinia*, *Bureiamya*. В нижней части обычны остатки брахиопод, гастропод, офиур, фрагментов наутилид. Комплекс органических остатков позволяет отнести отложения к нижнему и среднему норию.

В средней части толщи в северо-восточной части СР впервые фиксируется появление двух сближенных пластов серых известняков мощностью до 0,3 м (янские грифеевые известняки). Мощность отложений изменяется от 100–150 до 300 м. Наименьшая мощность отмечается в верховьях р. Бетюген, правом притоке р. Кыра, где в подошве отложений наблюдается прослой конгломератов, что, вероятно, свидетельствует о местном размыве [27ф].

Матагинская свита на подстилающих отложениях залегает без видимых следов перерыва. Она сложена мощными (до 25–30 м) пакетами пес-

чаников с редкими пластами аргиллитов и пакетами (10–20 м) алевролитов с линзами и прослоями песчаников. Песчаники светло- и зеленовато-серые мелко-среднезернистые. В песчаниках изредка отмечается изолированная галька алевролитов и линзы гравелитов. Наиболее мощный (до 20–30 м) пласт песчаников с линзами конгломератов постоянно присутствует в подошве свиты. Алевролиты темно-серые мелкозернистые, обычно с прослоями (до 1–1,5 м) или линзами (длиной до 1–4 м) песчаников и глинистых известняков, с глинисто-известковистыми конкрециями и единичными горизонтами, включающими воднооползневые образования песчаников. Аргиллиты зеленовато-серые, коричневые на выветрелой стороне.

Во всех типах пород и конкрециях обильные, вплоть до ракушняков, остатки разнообразных двустворок. В отложениях свиты встречены: *Monotis ochotica* (Key s.), *M. densistriata* (Tell.), *M. jakutica* (Tell.), *M. pachypleura* (Tell.), *M. zabaikalica* (Kirar.); виды родов *Mytilus*, *Cuniigervillia*, *Oxytoma*, «*Camptochlamys*», *Meleagrinnella*, *Tosapekten*, *Gryphaea*, *Palaeopharus*, *Neoschizodus*, *Tancredia*, *Ochotomya*, *Bureiamya*; многочисленные брахиоподы, офиуры и членики криноидей. Приведенный комплекс двустворок соответствует отложениям зоны *ochotica* Северо-Востока. В северо-восточной части СР, в 30 м от подошвы свиты, фиксируются якутские слои с *Monotis zabaikalica*, известные и далеко за пределами Восточной Якутии.

Минимальная мощность свиты — 50 м установлена в бассейне р. Матага, где в ее основании имеются отчетливые следы локального размыва. В направлении на север и северо-восток мощность увеличивается до 200–250 м [79, 34ф].

Осеннинская свита связана постепенным переходом с подстилающими отложениями и представлена неравномерным чередованием пачек аргиллитов и алевролитов (2–15 м) с пластами разнозернистых песчаников (0,5–13 м). На плоскостях напластований последних отмечены примазки пелитов, многочисленные крупные U-образные ходы илоедов, уплощенная галька и обломки аргиллитов, скопления и рассеянная галька изверженных пород, отпечатки листовой флоры. В нижней части разреза в подошве наиболее мощных пластов песчаников нередки следы размыва. В алевролитах распространены конкреции с септариями и известково-глинистые, линзующиеся прослои глинистых известняков, линзы-конкреции с фунтиковой структурой, линзы гравелитов и мелкогалечных полимиктовых конгломератов, небольшие скопления двустворок. В стратотипической местности (р. Эчий ниже устья р. Аркачан) верхняя часть свиты представлена пачкой песчаников мелко-среднезернистых, до крупнозернистых, с прослоями (до 0,5 м) алевролитов. Мощность этой пачки 39 м при общей мощности свиты 51 м. В северо-восточном направлении песчаники выклиниваются, и в разрезе доминируют тонкозернистые алевролиты.

Отложения охарактеризованы двустворками *Camptonectes nanus* Trusch., *Tosapekten efimovae* Polub. (виды-индексы зон рэтского яруса региональной шкалы) и видами родов *Palaeonucula*, *Dacryomya*, *Pseudomytiloides*, *Oxytoma*, *Entolium*, *Palaeopharus*, *Tancredia*, *Bureiamya*, *Pleuromya*. Граница с подстилающими отложениями матагинской свиты проводится, как и во многих других СР, по появлению в разрезе мощных пачек алевролитов и аргиллитов и исчезновению из разреза двустворок рода *Monotis*. Мощность отложений изменяется от 50 до 250–300 м [79, 34ф].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Курумская, алгыйская, матагинская и осеннинская свиты объединенные ($T_{3km} + os$). Показаны на участках геологической карты, где в силу повышенных мощностей тел или пологих углов падения слоев возможно отделить их от отложений нарынской и лагырской свит. Строение курумской, алгыйской, матагинской и осеннинской свит аналогично вышеописанному.

Нижнесартангский СР (II-Б-6)

Нижнесартангский СР расположен в северо-восточной части изученной территории и характеризуется резким изменением литолого-фациального состава триасовых отложений. В восточном направлении значительно возрастает мощность всех подразделений, роль алевролитов, аргиллитов и морских образований. Морские слои верхнего триаса изобилуют разнообразной фауной, зачастую образующей прослой и линзы ракушняков. Мощность разреза триаса увеличивается в юго-восточном направлении до 5000 м.

В СР установлены нижнетриасовая ньюэленская серия (до 300 м), средне-верхнетриасовые нектанская и лагырская свиты объединенные (500–2050 м), верхнетриасовые курумская свита (400–1000 м), ирекенская, билляхская, уттяхская, осеннинская свиты объединенные (1200–1700 м), а также нерасчлененные курумская, ирекенская, билляхская, уттяхская и осеннинская свиты (до 600 м).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ньюэленская серия (T_{1nl}). В СР представлена только частью усманычевской свиты. Усманычевская свита, как и в стратотипической местности [34ф], сложена пачкой песчаников (до 120 м), которая перекрывается пачкой (до 180 м) разнородных алевролитов. В песчаниках обычны ракушняки двустворок рода *Bakevella*, в алевролитах – разнообразные позднеоленекские аммониты родов *Parasibirites*, *Sibirites*, *Olenekoceras*, *Olenekites* и наутилиды *Phaedrysmocheilus nestori* (Shim.), *Trematoceras* sp. [11ф]. Видимая мощность отложений 250–300 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нектанская и лагырская свиты объединенные ($T_{2-3nt} + lr$).

Нектанская свита без видимых следов перерыва залегает на подстилающих отложениях. В северной части СР в нижней части свиты (до 120 м) преобладают алевролиты темно-серые мелкозернистые, реже песчаные, закономерно переслаивающиеся (через 5–30 м) с пластами (2–8 м) мелко-среднезернистых песчаников. В алевролитах присутствуют кремнисто-карбонатные конкреции с остатками *Arctohungarites* sp. [11ф]. Южнее, в бе-

реговых обрывах р. Дулгалах, на границе с Аркачанским районом [86], при близких мощностях (до 150 м) нижней части свиты, мощность пластов песчаников увеличивается до 15–20 м. Одновременно повышается роль грубозернистых разностей алевролитов и пакетов переслаивания песчаников и алевролитов. В песчаниках и алевролитах отмечается обилие углефицированных растительных остатков, скопления галек алевролитов, марказитовые конкреции, воднооползневые образования. Средняя и верхняя части свиты сложены чередованием пачек (30–100 м) песчаников серых мелко-среднезернистых, часто с прослоями алевролитов, и пачек (15–60 м) алевролитов мелко-крупнозернистых. В песчаниках обычны скопления галек алевролитов, растительные остатки, ходы илоедов.

Фаунистические остатки редки и представлены анизийскими аммонитами *Czekanowskites* sp., *Parapopanoceras* sp., *Longobardites* sp., двустворками *Daonella dubia* (Gabb) и видами родов *Bakevella*, *Hoernesia*, *Gresslya*. На севере СР мощность толщи песчаников не превышает 230 м, в дулгалахском разрезе – 500 м. Мощность свиты изменяется от 450 м на севере до 650 м на юге СР.

Лагырская свита залегает на песчаниках нектанской свиты согласно. Разрез свиты в северной и южной частях СР имеет заметные отличия. В северном направлении последовательно возрастает роль и мощность глинистых морских образований в нижней части разреза и одновременно существенно сокращается мощность верхней песчаниковой части. В междуречье Тэнки–Ольджо мощность нижней части, содержащей по всему разрезу остатки двустворок *Magnolobia* sp., составляет 200 м, верхней – 270 м [85]. В верхах свиты в конкрециях содержатся скопления двустворок *Janopecten deljanensis* (Kirgr.). В разрезе по р. Дулгалах, около устья р. Кыра, где наблюдаются максимальные мощности свиты (до 1400 м), она сложена песчаниками разной зернистости, часто содержащими большое количество углефицированных растительных остатков и рассеянной гальки роговиков, кварца и аргиллитов. Пласты алевролитов редки и мощность их не превышает 12 м. В нижней части разреза залегает пачка (50 м) разнозернистых алевролитов с двустворками *Magnolobia* cf. *prima* (Kirgr.) [86]. Возраст определяется латином и нижней частью нижнего карния (зона *tenuis* и нижняя часть зоны *omkutchanicum*). Мощность свиты изменяется от 400–470 м на севере до 1400 м на юге СР.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Курумская свита (T_3km) в пределах СР обнажена плохо или не в полном объеме [11ф, 86]. Наиболее достоверным является разрез свиты, составленный в скальных обнажениях правого берега р. Дулгалах, вблизи восточной границы СР [86]. Как и в других СР, свита залегает согласно на подстилающих отложениях и состоит из двух регрессивных седиментационных ритмов, в нижних частях которых (95 и 430 м) преобладают алевролиты, в верхних (260 и 190 м) – песчаники. В разрезе собраны карнийские аммониты *Neoprotrachyceras seimkanense* Bytsh., *Neosirenites irregularis* (Kirgr.) и двустворки родов *Dacryomya*, *Mytilus*, *Indigirohalobia*, *Zittelihalobia*, *Tosapecten* и *Cardinia*. Мощность свиты в дулгалахском разрезе 975 м.

Кроме перечисленных окаменелостей, в СР известны находки карнийских аммонитов *Yanosirenites buralkitensis* (Popow), *Sirenites yakutensis* Kirag. и двустворок *Zittelihalobia popowi* (Polub.), *Z. asperella* (Polub.). Мощность рассматриваемых образований изменяется от 1000 м на юге до 400 м на северо-западе СР.

Ирекенская, билляхская, угтяхская и осеннинская свиты объединенные ($T_{3ir} + os$).

Ирекенская свита на подстилающих отложениях курумской свиты залегает согласно. В ее разрезе выделяются две различные литологические пачки. Нижняя пачка (100–130 м) сложена алевролитами серыми и темно-серыми мелко- и крупнозернистыми с тонкими слойками и прослоями аргиллитов и мелкозернистых песчаников, с марказитовыми конкрециями и линзами глинистых известняков. Отмечаются отдельные пласты алевролитов серых песчаных и песчаников серых и зеленовато-серых мелко-, редко крупнозернистых мощностью до 10–20 м. По всему разрезу отмечены остатки двустворок, брахиопод, гастропод, офиур, маломощные линзы полимиктовых конгломератов, нередко с остатками фауны, ходы илоедов. Верхняя пачка (60–160 м) образована преимущественно песчаниками мелко-среднезернистыми, иногда чередующимися с разномзернистыми темно-серыми алевролитами мощностью до 15 м. Прослойки песчаников обогащены марказитовыми конкрециями, остатками флоры, рассеянной полимиктовой галькой, ходами илоедов. Фаунистические остатки редки. Мощность пачки изменяется от 60 м (правобережье р. Быгантай, в районе устья р. Улахан-Саккырыр) до 100–110 м в верховьях р. Кыра [11ф]. Максимальная мощность пачки (150 м) зафиксирована в долине р. Дулгалах, вблизи восточной границы листа [84]. В нижней пачке обычны остатки двустворок *Halobia aotii* Kob. et Ich., *H. neregensis* Polub. и виды родов *Oxytoma*, *Tosapecten*, *Cardinia*, а в верхах верхней пачки – *Otapiria* aff. *ussuriensis* (Vog.). Комплекс двустворок позволяет коррелировать отложения со средней и верхней частями нижнего моря. Мощность свиты 200–290 м. Некоторое ее сокращение (до 160 м) отмечаются в бассейне нижнего течения р. Ханах.

Билляхская свита, залегающая на подстилающих слоях без видимого перерыва, представлена двумя пачками, образующими регрессивно построенный ритм [11ф, 86]. Нижняя его часть (200–250 м) сложена алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитами, а верхняя (100 м) песчаниками. Алевролиты темно-серые мелко-, реже крупнозернистые с рассеянной галькой и скоплением галек полимиктового состава, участками известковистые, обычно с многочисленными ходами илоедов, линзовидными прослоями глинистых известняков, крупными глинисто-карбонатными конкрециями. В алевролитах единичные пласты (2–10 м) песчаников светло-серых мелко- и среднезернистых с плавающей галькой и редкими линзами полимиктовых конгломератов, конкрециями известковистых песчаников в кровлях прослоев. В средней части прослеживается пачка (30–45 м) аргиллитов зеленовато-серых и черных, иногда вишневого на выветрелой стороне, с редкими прослоями алевролитов темно-серых известковистых и двумя сближенными (через 10–15 м) пластинами (0,2–0,3 м) глинистых светло-серых известняков. Верхний пласт последних характеризуется многочисленной уплощенной галькой аргиллитов длиной от 1–2 до 15–20 см и ракушняками устриц (янские грифеевые известняки). В пласте доминиру-

ют двустворки *Gryphaea keihawi* Boehm., но и виды родов *Palaeonucula*, *Halobia*, *Oxytoma*, *Chlamys* (*Chlamys*), *Chlamys* (*Ochotochlamys*), *Tosapecten*, *Otapiria*, *Palaeopharus* образуют скопления. Постоянно встречаются фрагменты наутилоидей рода *Proclydonautilus* [63ф]. Песчаники верхней пачки серые, светло-серые разнозернистые с рассеяной галькой или скоплением галек полимиктового состава и редкими пластами преимущественно крупнозернистых алевролитов. В конкрециях и алевролитах единичные раковины и скопления раковин двустворок *Otapiria ussuriensis* Vog., *O. nodosa* Trusch. Комплекс двустворок не противоречит отнесению отложений к большей части зоны *ussuriensis* региональной шкалы. Мощность свиты 300–400 м.

Утяхская свита согласно залегает на песчаниках билляхской свиты и сложена алевролитами и аргиллитами с подчиненными пластами и пакетами песчаников. Алевролиты темно- и зеленовато-серые мелкозернистые, изредка с маломощными прослоями и линзами мелко-среднезернистых песчаников и глинистых известняков, редкими линзами гравелитов, воднооползневыми образованиями песчаников. Мощность пластов и пачек алевролитов 20–40 м. Зеленатовато-серые и вишневые аргиллиты образуют пласты (7–25 м) в средней части толщи. Песчаники серые и голубовато-серые с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность пластов и пакетов песчаников обычно составляет первые метры и редко превышает 15–25 м. Изменение литологического состава свиты выражается в резком уменьшении числа и мощности прослоев песчаников в восточном и юго-восточном направлениях. В нижней части свиты (до 130 м) алевролиты содержат тонкие слойки (первые сантиметры) известняков-ракушняков, состоящих из раздробленных и целых раковин двустворок рода *Eomonotis*. В алевролитах и прослоях известняков обычны остатки двустворок *Eomonotis scutiformis* (Tell.), *E. daonellaeformis* (Kirar.) и видов родов *Oxytoma*, *Entolium*, *Tosapecten*. В средней части свиты (мощностью до 220–250 м) в алевролитах, аргиллитах и прослоях известняков отмечены многочисленные остатки фауны и пласты ракушняков мощностью до 0,3–0,4 м. Максимальное количество окаменелостей наблюдается в нижних 100 м разреза, вблизи уровня якутских слоев с *Monotis zabaikalica*. Отсюда определены двустворки: *Monotis ochotica* Keys., *M. jakutica* Tell., *M. zabaikalica* Kirar. и др.; виды родов *Mytilus*, *Modiolus*, *Cuneigervillia*, *Meleagrinnella*, *Chlamys*, *Tosapecten*, *Gryphaea*, *Palaeopharus*, *Neoschizodus*, *Tancredia*, *Ochotomya*, *Bureiamya*; многочисленные брахиоподы; фрагменты члеников криноидей [11ф, 63ф]. В верхней части свиты (280–320 м) обычны остатки двустворок *Monotis* ex gr. *ochotica* (Keys.). Указанные двустворки уверенно датируют отложения зонами *scutiformis* и *ochotica* региональной шкалы. Мощность свиты в бассейне р. Кыра, в районе устья р. Курунг-Юрях, и на правобережье р. Дулгалах составляет 600–750 м, на левобережье р. Дулгалах – 300–350 м.

Алевролиты осеннинской свиты постепенно без четкого литологического рубежа перекрывают алевролиты утяхской свиты. Граница между свитами проводится по исчезновению из разреза двустворок рода *Monotis* и появлению рэтской фауны. Свита представлена алевролитами и аргиллитами. Алевролиты темно-серые мелкозернистые, изредка с прослоями (до 1–1,5 м) алевролитов крупнозернистых известковистых и песчаников серых мелкозернистых

известковистых. В основании прослоев песчаников нередки рассеянная галька и скопления галек полимиктового состава, линзы гравелитов. Аргиллиты черные, темно-серые, реже темно-коричневые. Порода насыщена конкрециями карбонатно-алевролитового состава, линзами и прослоями глинистых известняков. По всему разрезу свиты прослеживаются разрозненные раковины и скопления раковин двустворок, члеников криноидей [86]. В обнажении по р. Дулгалах, выше устья руч. Эселях, в 20 м выше горизонта с крупными конкрециями карбонатно-алевролитового состава с древесными остатками, наблюдаются уплощенные образования мощностью около 0,3 м, выполненные белым кристаллическим известняком с небольшой примесью пелитового материала, напоминающие биогермы, переполненные члениками и фрагментами остатков морских лилий [63ф]. Повсеместны многочисленные крупные (до 0,5–0,6 м) U-образные следы жизнедеятельности донных организмов. В толще собраны двустворки *Camptonectes nanus* Trusch., *Tosapecten efimovae* Polub. и виды родов *Pseudomytiloides*, *Oxytoma*, *Palaeopharus*, *Tancredia*, *Ochotomya*, *Pleuromya*. Отложения по комплексу двустворок датируются рэтом. Мощность свиты достигает 300 м.

Курумская, ирекенская, билляхская, уттяхская, осеннинская свиты нерасчлененные ($T_{2-3}km-os$). Выделение перечисленных подразделений в виде единого таксона обусловлено слабой изученностью и плохой обнаженностью триасовых отложений в междуречье Бытантай–Харья. Последние на данном участке в целом представлены песчаниками и алевролитами. Роль и значение последних существенно возрастает вверх по разрезу. В редких небольших обнажениях здесь наблюдается выпадение из разреза части отложений карния и среднего нория [11ф]. В обнажении р. Чуолгабыл, левом притоке р. Чарья, после малоамплитудного разрывного нарушения на песчаниках лагырской свиты залегают серые и буровато-серые мелкозернистые алевролиты (25–30 м) с мелкими известково-глинистыми конкрециями и линзами конгломератов. В алевролитах, конкрециях и цементе конгломератов собраны многочисленные остатки хорошей сохранности карнийских аммонитов *Yakutosirenites pentastichus* (Vozi n), двустворок родов *Oxytoma*, *Cardinia* и брахиопод рода *Planirhynchia*. Очень важна находка, вероятнее всего в конгломератах, крупных пектенид. Эти своеобразные пектениды, впоследствии выделенные в род *Janopecten*, постоянно встречаются в отложениях нижней части карния (хараулахские слои с *Janopecten deljanensis*). Алевролиты перекрываются пачкой (видимой мощностью 30 м) серых мелко- и среднезернистых песчаников с линзами конгломератов, сложенных гальками кремней и кварца. Таким образом, в чуолгабылском разрезе предполагается наличие стратиграфического перерыва, величина которого отвечает объему большей части раннего карния.

В левом берегу р. Дяйбалах выше устья р. Чаккырыас на нижненорийских(?) песчаниках с редкими прослоями алевролитов залегает базальный(?) конгломерат мощностью 0,1–0,5 м, сложенный галькой кремней и кварца, сцементированных известковистыми песчаниками. На конгломератах залегают алевролиты серые, буровато- и зеленовато-серые мелкозернистые с большим количеством известковистых конкреций и редкими линзами мелкогалечных конгломератов. Видимая мощность пачки до 40 м. В базальном(?) конгломерате, алевролитах и конкрециях многочисленные, вплоть

до ракушняков, остатки двустворок *Eomonotis daonellaeformis* (Kirar.) и *E. scutiformis* (Tell.), видов-индексов верхней части среднего нория. Наличие в конгломерате остатков *Eomonotis daonellaeformis* (Kirar.) свидетельствует о выпадении в даябалахском разрезе части слоев зоны *scutiformis* среднего нория. Вблизи мульды Ханнахской синклинали примерно в 200 м выше подошвы алевролитовой толщи в бассейне р. Аллах, левом притоке р. Бытантай, имеются находки двустворок *Monotis ochotica* (Keys.) и *M. jakutica* (Tell.), характерных видов нижней части верхнего нория.

Таким образом, на междуречье Бытантай—Харья фаунистическими остатками охарактеризованы только отдельные слои курумской и утяхской свит. Мощность нерасчлененных отложений, вероятно, не превышает 600 м.

Дулгалах-Хунхадинский СР (II-Б-3)

Расположен вдоль восточной рамки листа. Характеризуется небольшими мощностями разреза системы (1700—2500 м) и близкой литолого-палеонтологической характеристикой раннего и среднего триаса с Аркачанским СР. Главное отличие заключается в строении разрезов верхнего триаса и в бедности пород западной части рассматриваемой территории органическими остатками.

В СР выделяются отложения нижнего (ньюэленская серия, 500—700 м), среднего—верхнего (нарынская и лагырская свиты объединенные, 650—700 м, а также нарынская, лагырская и абагинская свиты объединенные, до 1500—1600 м) и верхнего (абагинская свита, 600—900 м) отделов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ньюэленская серия (T_1n), как и в других районах, представлена талахской, мономской и усманьчевской свитами.

Талахская свита по строению и мощностям близка к стратотипу, расположенному в Аркачанском СР, и отличается главным образом бедностью органических остатков и меньшим возрастным объемом. Так, в нижнем течении р. Хабах позднеиндский *Vavilovites* cf. *turgidus* (Porow) найден в 30 м от кровли песчаников верхней перми [64ф], а в верховьях р. Отто-Сала, вблизи восточной границы листа, *Vavilovites* sp. обнаружен в 6—10 м выше той же кровли [88]. Это определяет величину стратиграфического перерыва в данном районе в объеме большей части раннего инда. В Аркачанском СР находки этих фоссилий происходят из верхней пачки свиты. Мощность свиты 200—330 м.

Мономская свита сложена монотонной толщей алевролитов и аргиллитов, в подошве которой или несколько выше по разрезу (до 30 м) наблюдается пласт (до 2 м) темно-серых известняков с многочисленными остатками нижнеэленских двустворок родов *Peribositria* и *Claraia* sp. Остатки конхострак образуют скопления в многочисленных конкрециях. Мощность свиты 100—140 м.

Усманьчевская свита, как и на всей территории своего развития, образована двумя пачками. Нижняя пачка (50—250 м), в которой преобладают

песчаники, имеет выдержанный состав и мощность (100–130 м), и только в бассейне нижнего течения р. Хабах ее мощность уменьшается до 50 м, а в бассейне р. Айтыкан увеличивается до 250 м. Существенно алевролитовая верхняя пачка обычно имеет мощность 90–130 м. Ее максимальная для СР мощность (240 м) отмечаются в бассейне нижнего течения р. Хабах. В песчаниках нередки включения обугленных растительных остатков, в алевролитах обнаружены отпечатки растений *Equisetites mougeotii* Briugn. [80]. Мощность свиты 200–350 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нарынская и лагырская свиты объединенные ($T_{2-3}nr + lr$). Нарынскую свиту образуют песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые с редкими прослоями (до 5 м) разномзернистых алевролитов или пакетами (до 10 м) тонкого чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников. В алевролитах и аргиллитах много растительного детрита. Мощность свиты 300–400 м.

Лагырская свита залегает на песчаники нарынской свиты без признаков размыва и по строению разреза и мощности практически тождественна стратотипу свиты [34ф]. Фаунистические остатки в отложениях не обнаружены, но в нижней пачке (20–100 м), образованной алевролитами, отмечаются многочисленные растительные остатки хорошей сохранности: *Neocalamites uralensis* Tur-Ket., *Paracalamites* aff. *taradanica* Vlad., *Callipteris verchojanica* Vlad., *Podozamites distaus* (Presl.) Braun, *Laemopteris* cf. *ansis* Oldh., *Cladophlebis* sp. и растительный детрит [70ф]. По мнению В. П. Владимирович, данный комплекс может характеризовать верхнюю половину (ладинский? ярус) среднего триаса. Мощность свиты 360–400 м.

Нарынская, лагырская, абагинская свиты объединенные ($T_{2-3}nr + ab$) показаны на участках, где данные стратоны имеют небольшие мощности и технически не могут быть показаны раздельно. Нарынская и лагырская свиты здесь имеют строение, аналогичное вышеописанному.

Абагинская свита согласно залегает на песчаниках лагырской свиты. По литологическим особенностям в разрезе свиты выделяются три подсвиты [64ф, 82, 24ф, 70ф].

Нижнеабагинская подсвита (карний–нижний норий) состоит из двух пачек. Нижняя пачка (до 50–110 м) сложена алевролитами мелко- и крупнозернистыми, алевролитами песчанистыми или пакетами (2–14 м) их переслаивания с прослоями (до 2–3 м) мелко-среднезернистых песчаников. Отмечаются единичные линзы (до 0,3 м) гравелитов, марказитовые и известково-глинистые конкреции, растительный детрит. Верхняя пачка (200–260 м) представлена чередованием пачек серых разномзернистых песчаников, нередко с обугленными растительными остатками, с прослоями и линзами (до 0,3–0,4 м) кварцевых гравелитов и мелкогалечных полимиктовых конгломератов. Мощность подсвиты 250–350 м.

Среднеабагинская подсвита (средний норий) состоит из двух литологических пачек. Нижняя пачка (до 100 м) образована переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и конгломератами, верхняя (60–180 м) сложена чередованием пачек песчаников (10–30 м) и алевролитов (4–10 м). Пес-

чаники зеленовато-серые разнозернистые. Мощность их по разрезу меняется от первых метров до 30–40 м. В песчаниках присутствуют прослой (до 0,4 м) кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов, растительные остатки. Алевролиты мелко- и крупнозернистые до песчаных, с прослоями песчаников. В бассейне р. Айтыкан [70ф] в породах пачки обнаружены скопления средненорийских (зона *scutiformis*) двустворок *Eomonotis scutiformis* (Te ll.) и *Tosapecten* sp. Мощность подсвиты изменяется от 100 до 270 м.

Верхнеабагинская подсвита (верхний норий – рэт) состоит из трех пачек. Нижняя пачка (до 60 м) сложена переслаиванием разнозернистых алевролитов и песчаных алевролитов. В средней пачке (180–260 м) преобладают песчаники с прослоями (1–15 м) разнозернистых алевролитов, прослоенных мелкозернистыми песчаниками. Песчаники серые мелко- и средне-, реже крупнозернистые с редкими линзами (0,1–0,3 м) кварцевых гравелитов и полимиктовых конгломератов, включениями обугленных растительных остатков, марказитовыми конкрециями. В верхах нижней и в основании средней пачки обычны остатки верхненорийских (зона *ochotica*) двустворок *Monotis ochotica* (Ke ys.), *M. jakutica* (Te ll.) и видов родов *Oxytoma*, *Tosapecten*, *Palaeopharus*, *Neoschizodus*, *Ochotomya*. Верхняя пачка (до 100–200 м) представлена алевролитами черными разнозернистыми до песчаных, часто находящимися в тонком чередовании с малоомшными прослоями мелкозернистых песчаников. В бассейнах рек Хабах и Айтыкан [82, 70ф] в средней части пачки отмечаются сближенные линзующиеся пласты (до 10–15 м) темно-серых мелкозернистых песчаников и пакеты (до 15 м) переслаивания пластов мелкозернистых песчаников (1–1,5 м) и разнозернистых алевролитов (0,3–0,5 м). В песчаниках редкие линзы (0,1 м) гравелитов, в алевролитах небольшие скопления двустворок *Oxytoma mojsisovicsi* Te ll., *Tosapecten* ex gr. *suzukii* (Kob.), криноидей рода *Pentacrinus* и растительный детрит. Мощность верхней подсвиты 250–450 м.

Мощность абагинской свиты увеличивается в юго-восточном направлении от 600 до 900 м. В этом же направлении значительно возрастает количество и разнообразие родов и видов фауны [24ф].

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Абагинская свита (T_3 ab) вычленена из состава объединенных нарынской, лагырской и абагинской свит на участках, где это возможно сделать в силу масштаба карты. Строение и состав ее аналогичны приведенному выше.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения данного возрастного диапазона наиболее широко распространены на юго-западе рассматриваемой территории, в бассейнах правых притоков р. Лена, от бассейна р. Менгкере до бассейна р. Келе [65]. Изучены они достаточно полно, охарактеризованы фаунистически, флористически или же палеоботанически [261]. Большинство палеоботанических

комплексов датировано ортостратиграфической фауной, содержащейся в подстилающих и перекрывающих отложениях морского генезиса.

В разрезе юрские отложения представлены терригенным комплексом, выполненным сложно чередующимися континентальными угленосными и безугольными, прибрежно-морскими и морскими образованиями, которые входят в состав Восточно-Сибирской и Яно-Колымской СФО. В Восточно-Сибирской СФО комплекс осадков суммарной мощностью 2100 м повсеместно ложится на подстилающие образования с региональным перерывом и в основании имеет слои с рэтским возрастом. На востоке изученной территории (Яно-Колымская СФО) отложения юры развиты ограниченно, слагая узкие полосы в бассейне р. Дулгалах. Здесь мощность осадков юры изменчива и составляет 1445–1770 м. Они согласно сменяют триасовые толщи и представлены морскими фациями.

В пределах структурно-фациальных областей отложения юры сгруппированы в три структурно-фациальные зоны (с запада на восток): Лено-Алданскую, Предверхоянскую и Западно-Верхоянскую, в составе которых выделяются Усть-Вилуйский, Менгкеринский, Бегиджанский, Китчанский, Байбыканский и Быгантай-Дулгалахский (рис. 6, 7), различающиеся особенностями строения развитого здесь разреза.

Восточно-Сибирская СФО (I)

Лено-Алданская СФЗ (I-В)

Усть-Вилуйский СР (I-В-1)

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

В районе поздне триасовые и раннеюрские отложения вскрыты скважинами глубокого бурения на Усть-Вилуйском газовом месторождении и представлены лунгхинской серией. Мощность серии в районе изменяется и составляет по данным бурения 565–635 м.

Лунгхинская серия (T_3-J_1). Состоит из кыбыттыгасской, усть-вилуйской, долгайской и сунтарской свит.

Кыбыттыгасская свита ранее в скважинах не выделялась. Прослеживается на сопредельных площадях бурения в фациях, несколько отличных от стратотипа. В скв. 4 объему свиты соответствует толща V, выделенная в 1969 г. К. П. Чепиковым [255] в основании отложений, ранее относившихся к усть-вилуйской свите нижней юры. Здесь кыбыттыгасская свита начинается пачкой базальных песчаников, залегающих трансгрессивно на тулурской свите верхнего триаса [89, 90]. В основании песчаников наблюдается галька кварца, кремнистых пород, реже окатанные обломки алевропелитовых пород и гранулярных песчаников. Песчаники светло-серые, буровато-серые мелко- и крупнозернистые, олигомиктово-кварцевые. С этими песчаниками связаны газовые залежи горизонта III-A Усть-Вилуйского месторождения, который, таким образом, имеет поздне триасовый, а не юрский, как это принято считать, возраст. Более высокая часть разреза свиты в скв. 4 сложена глинистыми

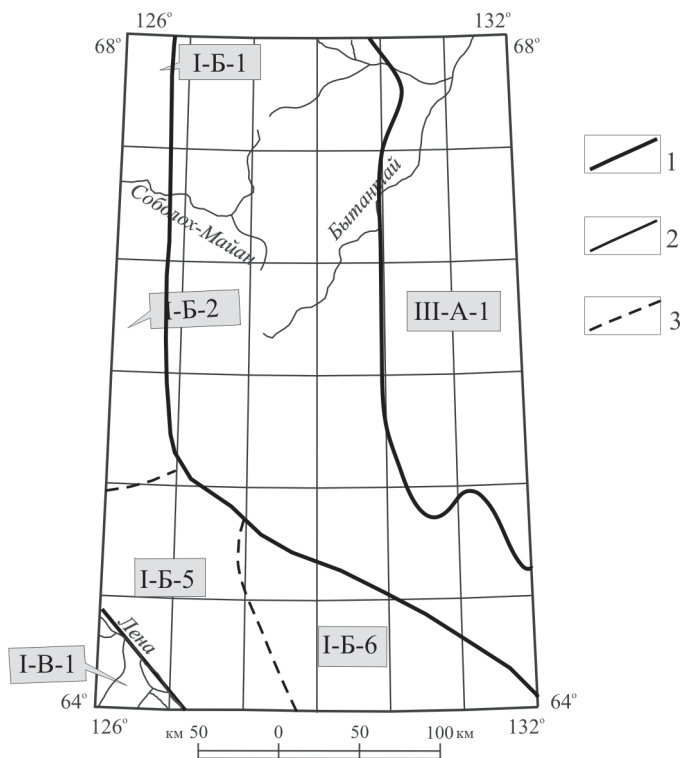


Рис. 6. Схема геологического районирования образований позднего триаса и юрского периода.

1–3 – границы: *1* – СФО, *2* – СФЗ, *3* – СР. Элементы районирования: *I* – Восточно-Сибирская СФО: *I-B* – Предверхоанская СФЗ: *I-B-1* – Менгкеринский СР; *I-B-2* – Бегиджанский СР, *I-B-5* – Китчанский СР, *I-B-6* – Байбыканский СР; *I-B* – Лено-Алданская СФЗ: *I-B-1* – Усть-Виллюйский СР; *III* – Яно-Колымская СФО: *III-A* – Западно-Верхоанская СФЗ: *III-A-1* – Быгантай-Дулгалахский СР.

алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с пластами полевошпатово-кварцевых мелкозернистых песчаников. Мощность отложений 70–80 м, а общая мощность свиты в районе 90–120 м (скв. 4, интервал 2041–1923 м). По литологическим особенностям, положению в разрезе и на основе межрегиональных корреляций свита сопоставляется с тумулским (верхняя часть рэтского яруса) и нижней частью зимнего (геттангский и нижняя часть синемюрского ярусов) горизонтов региональной шкалы [59, 140].

Усть-виллюйская свита на Усть-Виллюйском газовом месторождении и соседних площадях бурения сложена серыми и светло-серыми песчаниками кварц-полевошпатовыми, неравномерно переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. В низах свиты развиты разнозернистые косослоистые песчаники с включениями мелкой кварцевой и кремнистой гальки, а в верхах – песчаники мелкозернистые известковистые. Алевролиты серые с зеленоватым оттенком и темно-серые, с обильным слюдястым материалом на плоскостях наслоения, с включениями углистого материала. Ар-

Эрагема	Система	Огдел	Ярус	СФО Восточно-Сибирская - I					СФО Яно-Колымская - III	
				СФЗ Предверхоаянская - Б				СФЗ Лено-Алданская - В	СФЗ Западно-Верхоаянская - А	
				СР Менгкериинский - 1	СР Бегиджанский район - 2	СР Китчанский район - 5	СР Байбыканский - 6	СР Усть-Виллоийский - 1	СР Бытантай-Дуллахахский - 1	
М Е З О З О Й С К А Я	Ю Р С К А Я	В е р х н и й	v						βJ ₃ dr?	
			tt							
			km							
			o							
			С р е д н и й	к						
				bt						
				б						
				а						
				г						
			Н и ж н и й	t						
p										
s										
gs										
Т Р И А С О В А Я	Верхний	r								

Рис. 7. Схема корреляции образований позднего триаса и юры.

Названия геологических подразделений: 36 – лунгхинская серия (кыбыттыгасская, усть-виллоийская, долгайская и сунтарская свиты); 37 – менгкеринская серия (кыбыттыгасская и сетегейская свиты); 38 – дьябдинская серия (кыбыттыгасская, иркинская, некунская ольченская, сугуланская и намыкытская свиты); 39 – бутугасская и среднебилляхская свиты объединенные; 40 – ундюлюнгская серия (сунтарская, батарыннинская, сынчинская, эселяхская и хоронгская свиты); 41 – китчанская серия (сунтарская, нюлькючанская и иванчанская свиты); 42 – экюччюйская и уялахская свиты объединенные; 43 – наледная свита и чечумская серия объединенные; 44 – соболохская серия (джаскойская и чонокская свиты); 45 – чечумская серия (нижневиллоийская, марыкчанская и бергеинская свиты); 46 – октаханская свита и чечумская серия объединенные; 47 – дербекинский (?) диорит-долеритовый комплекс.

* Примечание: Отложения в СР Усть-Виллоийский прослежены в разрезах глубоких скважин.

гиллиты и алевролиты преобладают в верхней части разреза. Мощность свиты в стратотипическом разрезе 179 м (скв. 4, интервал 1744–1923 м). Рассматриваемые образования по вещественному составу и положению в разрезе соответствуют иркинской и некунской свитам Западного Верхоянья (верхи синемюра и низы плинсбаха) и коррелируются с верхней частью зимнего горизонта региональной шкалы [59, 140]. На соседней, Нижне-Вилюйской, площади бурения (р. Вилюй) эти отложения в скважинах охарактеризованы ранне-среднеплейстовым спорово-пыльцевым комплексом [249].

Долгайская свита в стратотипическом разрезе на Усть-Вилюйском газовом месторождении сложена песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Песчаники преобладают в нижней части свиты, алевролиты и аргиллиты — в верхней. Песчаники серые полевошпатово-граувакковые, в нижней части разнозернистые, иногда косослоистые, с кварцевой и кремнистой галькой, с включениями обугленной древесины; в верхней — мелкозернистые, иногда известковистые. Алевролиты серые и темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком, тонкослоистые, часто с обильными включениями обугленного растительного детрита. Аргиллиты темно-серые и черные, иногда с коричневатым оттенком. Мощность свиты в разрезе 262 м (интервал 1744–1482 м, скв. 4). Долгайская свита может быть отнесена к плинсбаху по положению в разрезе ниже слоев с тоарской фауной, а также на основании присутствия в ней среднеплейстового спорово-пыльцевого комплекса [249].

Сунтарская свита в разрезе скв. 4 (Усть-Вилюйское газовое месторождение) рассматривается в объеме ранее выделявшейся здесь аргиллитовой пачки верхнего лейаса [68]. Представлена черными уплотненными глинами и аргиллитами с прослоями глинистых и мелкозернистых алевролитов, количество и мощность которых увеличивается вверх по разрезу. В ее верхней части изредка встречаются мелкозернистые песчаники, образующие тонкие выклинивающиеся прослои мощностью до 1–2 м. Глинистые породы слоистые, на плоскостях наслоения часто наблюдается тонкий растительный детрит, иногда встречаются слойки ракушняка с остатками двустворок и белемнитов. Присутствуют кристаллы пирита, включения гравийных зерен и мелкой гальки кварца, изредка обугленные обломки древесины, а также тонкие прослои известковых алевролитов и сидеритов, конкреции фосфоритов. Иногда породы битуминозны. Увеличение мощности свиты (от 35 до 70 м) отмечается с запада на восток района. Свита содержит остатки фауны *Tancredia stubendorffii* Schmidt, *T. securiformis* Dum., *Pseudomytiloides* cf. *marchaensis* (Pet r.) [68]. Кроме того, в скв. 5 (интервал 1697,6–1694,1 м) в основании свиты был обнаружен аммонит *Pseudolioceras* (?) sp. (определение Г. Я. Крымгольца). Поскольку аммониты рода *Pseudolioceras* распространены с верхов нижнего тоара (зона *Zugodactylites monestieri*), можно предполагать, что в исследованном районе возраст отложений свиты соответствует низам позднего тоара, а ее верхние слои следует относить к раннему аалену [140].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения данного временного интервала представлены объединенной толщей, состоящей из среднеюрской морской октаханской свиты и

средне-позднеюрской континентальной чечумской серии. Мощность объединенной толщи изменяется и составляет в районе 570–760 м.

Октаханская свита и чечумская серия объединенные ($J_2ok + J_{2-3}чч$). Октаханская свита сложена песчаниками, чередующимися с прослоями и пачками переслаивания аргиллитов и алевролитов с прослоями артраконитовых конкреций. Залегают трансгрессивно на подстилающих отложениях. Песчаники олигомиктовые и кварц-полевошпатовые, мелкозернистые, иногда алевритистые серые и светло-серые, часто слоистые. Слоистость параллельная и косоволнистая. По плоскостям наложения наблюдается углистый материал. Алевролиты серые и темно-серые, нередко песчанистые, параллельнослоистые. Аргиллиты черные тонкослоистые, иногда обогащены углистым материалом. В принятых стратиграфических границах свиты [229, 224] ее разрез заканчивается пачкой переслаивания аргиллитов и алевролитов мощностью около 20 м. В породах присутствуют обугленные растительные остатки. В разрезе скв. 4 мощность свиты 180 м, на восток возрастает до 270 м. Западнее, в Вилюйской синеклизе, октаханская свита охарактеризована остатками *Arctotis lenaensis* (L a h.). В породах содержатся спорово-пыльцевые комплексы среднеюрского возраста [249].

Чечумская серия залегают согласно на подстилающих отложениях и состоит из нижневилюйской, марыкчанской и бергеинской свит, сформированных в позднебатьком–волжском (титонском) возрастном диапазоне. Мощность отложений серии в районе изменяется и составляет по данным бурения 392–495 м.

Нижневилюйскую свиту в разрезах Усть-Вилюйских скважин слагают светло-серые, почти белые, грубослоистые кварц-полевошпатовые мелко- и крупнозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, с линзами углей и мелким углистым детритом. В наиболее мощных разрезах встречаются пачки переслаивания алеврито-глинистых пород мощностью до 10–15 м. Последнее обстоятельство иногда затрудняет отчленение нижневилюйской свиты от октаханской, поскольку верхняя граница последней условно проводится по кровле 10–30-метровой алевролитоглинистой пачки. Мощность свиты изменяется с запада на восток от 100 до 160 м. В керне скв. 4 собраны *Cladophlebis aldanensis* V a c h r., *Raphaelia diamensis* S e w, что не противоречит датировке свиты поздним батом–поздним келловеем и позволяет коррелировать ее с нижней частью васюганского горизонта региональной шкалы [140].

Марыкчанская свита в скв. 4 Усть-Вилюйского газового месторождения имеет строение, близкое к «чечумскому» разрезу Китчанского района, отличаясь от него несколько большим распространением песчаников. Свита выделяется как маркирующий горизонт благодаря своеобразному тонкому чередованию пород при преимущественном распространении глинистых разностей. Мощность свиты в исследованном районе изменяется с запада на восток от 92 до 135 м. В керне скв. 4 содержится флора *Cladophlebis aldanensis* V a c h r., *C. serrulata* S a m., *Raphaelia prinadii* V a c h r. Определения свидетельствуют о ранне-позднеоксфордском возрасте отложений свиты и возможной корреляции ее с кровлей васюганского и подошвой георгиевского горизонтов региональной шкалы [140].

Бергеинская свита в разрезе скв. 4 представлена песчаниками, чередующимися с пачками переслаивания песчаников, алевролитов и аргилли-

тов. К ним приурочены пласты каменных углей. Песчаники (20–67 м) светло-серые, белесые, реже серые и желтовато-серые слоистые мелко-, средне- и крупнозернистые, по составу аркозовые, иногда слюdistые с обломками обугленной и окаменелой древесины. Алевролиты (0,5–7 м) темно-серые, серые слоистые, со скоплениями углистого материала на плоскостях наложения и налетом чешуек слюды. Характерным является присутствие тонкополосчатых алевролитов, состоящих из чередующихся прослоев светло-серого, почти белого кварцевого или кварц-полевошпатового и черного, сильно углистого глинистого алевролита. Аргиллиты (0,1–4 м) черные, обогащены углистым материалом, иногда слоистые, содержат линзочки и тонкие прослойки каменных углей. Пачки переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников имеют мощность 15–30 м. К ним приурочены пласты углей мощностью от 0,5 до 2,5 м. Мощность свиты 200 м. В ней (скв. 4) определены *Equisetites asiaticus* Pryn., *E. tschetschumensis* Vassil., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Czekanowskia setaceae* Heer. На основании того, что кровля свиты охарактеризована позднеюрскими хвощами *Equisetites tschetschumensis* Vassil., а основание батыльхской свиты – отпечатками раннемеловых папоротников *Coniopteris hympharum* (Heer) Vachr., вскрытые отложения можно с уверенностью датировать раннекимериджским–поздневолжским временем и коррелировать их с нижней частью георгиевского–кровлей баженовского горизонтов региональной шкалы [140].

Предверхоаянская СФЗ (I-Б)

Менгкеринский СР (I-Б-1)

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Менгкеринская серия (Т₃–J₁mn). Состоит из кыбыттыгисской и сетегейской свит [92, 93]. Мощность серии в районе изменяется незначительно и составляет 660–700 м.

Кыбыттыгаская свита залегает трансгрессивно на подстилающих отложениях и в отличие от таковой в лунгинской серии имеет более песчанниковый состав. Ее нижняя часть (110 м) сложена песчаниками серыми разнозернистыми косослоистыми ожелезненными, чередующимися с редкими маломощными (1–2 до 3–5 м) прослоями алеврито-глинистых пород, с линзами и прослоями полимиктовых мелкогалечных конгломератов. Из этой части разреза определены *Tosapecten* ex gr. *hiemalis* (Tell.), *Bureiatya* ex gr. *voronetzae* Polub. Верхняя часть (90 м) представлена чередованием алевролитов темно-серых разнозернистых, аргиллитов черных и редких песчаников серых мелкозернистых тонкоплитчатых ожелезненных. Венчают свиту песчаники (8–12 м) серые и темно-серые мелко- и разнозернистые слоистые ожелезненные. Собраны остатки фауны *Pseudomytiloides sinuosus* Polub., *P. latus* Polub. Общая мощность свиты в районе составляет около 200 м. Приведенный выше комплекс фауны двустворчатых моллюсков не противоречит отнесению описанных отложений к тумулскому (верхняя часть рэтского яруса) и нижней части зимнего (геттангский и нижняя часть синемюрского ярусов) горизонтов региональной шкалы [140].

Сетегейская свита залегает согласно на подстилающих отложениях и трансгрессивно перекрывается вышележащими породами. На р. Эсэлэх-Юрях (бассейн р. Сынча) отложения свиты состоят из трех частей.

Нижняя часть (65 м) сложена алевролитами темно-серыми разнозернистыми с линзовидными прослоями и конкрециями пелитоморфных известняков и аргиллитами черными с тонкими прослоями песчаников серых мелкозернистых алевритистых, содержащих *Pseudomytiloides* sp. indet., *Cardinia* sp.

Подолу средней части составляют серые разнозернистые песчаники (20 м), иногда гравийные с обломками обугленной древесины, включениями кварцевой гальки и уплощенных окатышей осадочных пород. Выше следуют (120 м) алевролиты темно-серые мелкозернистые и аргиллиты черные плитчатые с *Kolymonectes* sp. juv. (*K. ex gr. staeschei* Polub), *Pleuromya* ex gr. *galatea* Agass., *Burejamyia* cf. *undaensis* Okun., *Harpax* ex gr. *nodosus* Polub. Их перекрывает пласт (15 м) песчаников серых мелкозернистых с включениями крупных обломков окаменелой древесины и с включениями рассеянной гальки кварца. Венчает разрез средней части песчанисто-известково-глинистая толща (160 м), состоящая из алевролитов темно-серых мелкозернистых, аргиллитов черных плитчатых с тонкими прослоями песчаников темно-серых мелкозернистых, известняков глинистых, с включениями известковистых конкреций, рассеянной гальки кварца и кремней. Мощность средней части 315 м.

Верхняя часть сетегейской свиты (120 м) образована в низах аргиллитами (40 м), в средней части и в верхах алевролитами (80 м) темно-серыми и буровато-серыми мелкозернистыми.

Общая мощность свиты в разрезе 500 м. В районе мощность свиты изменяется от 450–480 м на юге до 500 м на севере. Кроме перечисленных выше остатков, в свите найдены *Eopecten* ex gr. *viligaensis* (Tuchk.), *Harpax* ex gr. *spinus* (Sow.), *H.* ex gr. *laevigatus* (Orb.), *Lima* cf. *philatovi* Polub. По фауне и положению в разрезе сетегейская свита соответствует рубежу позднего синемюра–позднего плинсбаха, в рамках верхней части зимнего, левинского и шараповского горизонтов региональной шкалы [140].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Ундюлюнгская серия (J_{1-2un}). Морские отложения серии трансгрессивно налегают на подстилающие отложения. Серию формируют сунтарская, батарыйнинская, сынчинская, эселяхская и хоронгская свиты. Ранее при среднемасштабной геологической съемке они в районе не картировались. Как геологические тела были изучены и прослежены в 2000–2002 гг. в бассейне рек Сынча и Саята [140]. Мощность серии в районе изменяется и составляет 600–730 м.

Сунтарская свита трансгрессивно налегает на сетегейскую свиту. В естественных обнажениях представлена черными аргиллитами и темно-серыми крупнозернистыми алевролитами с прослоями мелкозернистых разностей, включающих стяжения, линзы и невыдержанные маломощные слои (0,2–0,5 м) желтовато-серых пелитоморфных известняков и песчаников серых (1–2 м) тонкозернистых тонкоплитчатых. Мощность свиты 120–

140 м. В отложениях найдены двустворки *Mytiloceramus* ex gr. *elegans* (Kosch.), *Arctotis* ex gr. *sublaevis* (Lah.), *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* Pomr. и белемниты родов *Pseudodicoelites*, *Lenobelus* и *Hastites*. Данные находки не противоречат отнесению отложений свиты к верхней части надояхского (поздний тоар) — нижней части лайдинского (ранний аален) горизонтам региональной шкалы [140].

Батарыньинская свита залегает с постепенным переходом на подстилающих отложениях. В нижней части (50 м) свита представлена чередованием доминирующих песчаников (6—9 м) серых разномерных горизонтально-, косо- и волнистослоистых со знаками ряби на плоскостях наложения и алевролитов (2—4 м) темно-серых крупно- и мелкозернистых плитчатых с *Arctotis lenaensis* (Lah.). Их перекрывает пачка (50 м) алевролитов темно-серых мелкозернистых, глинистых с *Arctotis lenaensis* (Lah.), в основании с многочисленными шаровыми включениями пелитоморфных известняков. Выше следуют черные аргиллиты (20 м) с *Dacryomya gigantean* Zakh. et Schur., *Arctotis* cf. *lenaensis* (Lah.), *Mytiloceramus* cf. *elegans* (Kosch.), *Pseudodicoelites* sp., *Hastites* sp., *Ohychites* sp., переходящие вверх по разрезу в темно-серые глинистые алевролиты. Венчается свита пачкой (20 м) алевролитов темно-серых с единичными и маломощными прослоями (1—2 м) черных аргиллитов. Общая мощность разреза 120 м. Мощность свиты изменяется в районе с юга на север от 145 до 100 м. Находки фауны позволяют датировать отложения поздним ааленом и коррелировать их с верхней частью лайдинского горизонта региональной шкалы [140].

Сынчинская свита сложена песчаниками серыми и светло-серыми мелкозернистыми с редкими прослоями алевролитов. Песчаники слоистые, с горизонтальной, волнистой, иногда косою слойчатостью, подчеркнутой углистым детритом. На плоскостях напластования наблюдаются знаки волновой ряби, следы ползания червей. По всей толще отмечаются обломки, иногда мелкие линзы обугленной древесины, реже включения глинистой плоской гальки (пелиты). В верхних слоях свиты (20 м) ярко выражено ожелезнение пород. В этой части наблюдаются линзовидные скопления мелкой гальки кварца, кремней, пелитоморфных известняков и линз растительного детрита. В нижней и средней частях свиты обнаружены *Mytiloceramus lucifer* (Eichw.), *M. formosus* (Vor.), *M. omolonensis* (Polub.). В самой кровле — *Mytiloceramus* ex gr. *retrorsus* (Keys.), *M. ex gr. porrectus* (Eichw.), *M. ex gr. kystatymensis* (Kosch.), *Arctotis* ex gr. *lenaensis* (Lah.), *A. tolmachevi* Kosch. В буровато-ржавых песчаниках кровли определены *Arctotis sublaevis* (Bodul.). Мощность свиты 130—140 м. Находки органических остатков позволяют датировать описываемые отложения ранним байосом и коррелировать их с вымским горизонтом региональной шкалы [140].

Эселяхская свита предшественниками выделялась как «нижнебатская глинистая толща» [28]. Свита представляет собой толщу черных аргиллитов и темно-серых разномерных алевролитов, содержащих округлые стяжения и линзы пелитоморфных известняков, стяжения пирита и звездчатого кальцита, рассеянную гальку кварца, кремней. Мощность свиты 90—100 м. В ней собраны многочисленные остатки *Arctotis* ex gr. *lenaensis* (Lah.), *A. sublaevis* (Bodul.), *Mytiloceramus* cf. *polaris* (Kosch.), *M. ex gr. porrectus* Eichw., *M. ex gr. tongusensis* (Lah.). В верхах свиты найден аммонит *Boreiocephalites pseudoborealis* Meled., позволяющий датировать отложения

свиты низами раннего байоса и коррелировать их с нижней частью леонтьевского горизонта региональной шкалы [140].

Хоронгская свита. В разрезе юры внутренней зоны Предверхоанского прогиба морские песчаники картировались как «толща среднего бата» [29]. Позднее наиболее представительные разрезы «бата» были доизучены в бассейне рек Сайата и Сынча в ходе комплексных тематических исследований, что позволило уточнить их возраст [131, 228]. Свита сложена преимущественно серыми и светло-серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями темно-серых с зеленоватым оттенком разностей. В низах прослеживаются тонкие слойки, пропластки и линзы черных, темно-серых тонколистоватых аргиллитов и алевролитов с рассеянной галькой кварца и кремней, включениями мелких обломков обугленной древесины. Песчаники плитчатые, волнисто- и косослойчатые, с углисто-глинистым материалом на плоскостях наслоения и знаками мелкой симметричной ряби. Мощность свиты на р. Саята составляет 180 м, на р. Сынче 200 м, а на юге района — до 160 м. На р. Саята в 2 м от подошвы обнаружены аммонит *Cranocephalites* sp. indet. и совместно с ним двустворки *Arctotis lenaensis* (L. a. h.), *Entolium* ex gr. *demissum* (Phill.). Выше в песчаниках найдены *Retroceramus porrectus* Eichw. Данные сборы позволяют коррелировать отложения свиты с верхней частью леонтьевского (поздний байос) и нижней частью малышевского (ранний бат) горизонтов региональной шкалы [140].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Соболохская серия ($J_{2-3}sb$). Серия двучленная, ее формируют два геологических тела: джаскойская и чонокская свиты. Первая состоит из континентальных отложений, а вторая — из осадков морского генезиса, трансгрессивно перекрывающих континентальные. Мощность серии в районе изменяется и составляет 400–730 м.

В строении джаскойской свиты принимают участие три толщи. Нижняя согласно покрывает подстилающие осадки кровли ундюлюнгской серии. Сложена песчаниками светло-серыми и белесыми мелко- и среднезернистыми с редкими прослоями алевролитов серых мелкозернистых и аргиллитов серых и темно-серых плитчатых. Характерным является присутствие в составе мелкозернистых песчаников серых разнотернистых грубослоистых крупноплитчатых разностей, нередко залегающих в виде непротяженных линз, включающих отдельные перемятые минерализованные, сильно ожелезненные древесные стволы и скопления обугленного растительного детрита. Мощность нижней толщи изменяется с юга на север от 150 до 250 м. На р. Саята в 30 м от подошвы обнаружены двустворки *Retroceramus* sp.

В районе средняя толща представлена переслаивающимися алевролитами темно-серыми мелко- и крупнозернистыми, аргиллитами черными плитчатыми и листовато-плитчатыми, песчаниками светло-серыми, мелкозернистыми плитчатыми и прослоями углей (от 0,2 до 1,5 м). Мощность отложений варьирует от 60 м в бассейне р. Менгкере до 130 м в бассейне р. Нимингде. Резкое изменение мощности может быть связано с локальной инверсией и фаціальным замещением на локальных участках района отдельных частей толщи вплоть до их полного выпадения, с формировани-

ем клиноформ как на севере района, так и на юге. В отложениях развита флора: *Equisetites* sp., *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *C. cf. williamsonii* (Brongn.), *Raphaella* sp., *Cekanovskia* sp., *Coniferalis marchaensis* Kiritchk.

Верхние 90–100 м свиты представлены толщей «немых» осадков, нацело состоящих из песков и песчаников светло-серых и серых разнозернистых, содержащих обугленный и окаменелый растительный детрит. Эти отложения трансгрессивно перекрываются морскими фациями волжского яруса. Общая мощность свиты в районе колеблется в пределах 300–480 м. Наличие в подошве свиты остатков двустворчатых моллюсков и флоры в средней части не противоречит отнесению в целом отложений к верхней части мальшевского (ранний бат) и нижней части георгиевского (ранний кимеридж) горизонтов региональной шкалы [140].

Чонокская свита. Ранее при среднемасштабной геологической съемке в районе свита не картировалась. Изучена и прослежена в 2000–2002 гг. в бассейне рек Сынча и Саята [140]. В основании свиты наблюдается конгломерат (0,1–0,6 м) с галькой кварца, кремней и осадочных пород с аммонитами келловея (*Longdeviceras* sp.), раннего кимериджа (*Amoeboceras* ex gr. *kitchini* Salf.) и волжского яруса (*Subplanites* sp.). Совместно с ними найдены белемниты *Pachyteuthis* sp. и двустворки *Buchia mosquensis* (Buch.), *B. rugosa* (Fisch.).

На р. Саята в подошве свиты наблюдается кора выветривания, возникающая по песчаникам джаской свиты. По типу кора (мощность 3,8–4,2 м) является остаточной, сложенной песками пестроокрашенными, сильно ожелезненными, тонкозернистыми, песчаниками рыхлыми голубоватыми и рыжими полимиктовыми и алевритами ярко-рыжими, зелеными и голубоватыми. Поверхность несогласия перекрывают волжские песчаные отложения, в подошве которых (0–12 м) наблюдаются прослой (0,2–0,4 м), пропластки (до 0,6 м) и линзы (до 0,8 м) конгломератов с желваками (3–5 см в диаметре) фосфоритов и массовыми включениями зерен глауконита. Выше (12–20 м) свита представлена песчаниками серыми мелкозернистыми с единичными прослоями алевролитов. Песчаники содержат многочисленную кварцевую и кремнистую гальку, щебень и отдельные валуны осадочных пород, нередко включающих обугленный растительный детрит. Эти обломки группируются в тонкие прослой конгломератов, в которых отдельные гальки включают ростры белемнитов и раковины двустворок. Выше по разрезу состав отложений преимущественно песчаный. Мощность свиты варьирует и составляет 100–120 м на юге района и 180–280 м на севере.

Из нижней части свиты определены *Arctotis* sp. (ex gr. *intermedia* Bodul.), *Oxytoma* aff. *interstriata* (Eichw.), *Entolium nummulare* (Fischer), *Buchia* ex gr. *mosquensis* (Buch.), *B. lahusei* Pavl., *Camptonectes* (*Boreionectes*) *broenlundii* Rawn., *C. (B.) breviarus* Zakh., *Thracia incerta* (Desh.). Средняя часть охарактеризована двустворками *Goniomya bolchovitinae* Kosch., *Bureiamya* sp. (aff. *cardissoides* Vorn.), а верхняя – двустворками *Buchia* sp. (? *terebratuloides* Lah.). Судя по фауне, свита соответствует баженовскому (средняя–поздняя волга) горизонту региональной шкалы [140]. Подтверждением этому служат и находки остатков раннемеловой флоры в самом основании согласно перекрывающих чонокскую свиту угленосных отложений с папоротниками *Coniopteris* cf. *gradyensis* Kiritschk. и *Cladophlebis tigiensis* Vassilevsk.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ—
ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Дьябдинская серия (Т₃—J₁db). Серию формируют кыбыттыгасская, иркинская, некунская, ольченская, сугуланская и намыкытская свиты [228]. Мощность серии в пределах района изменяется в пределах 630—1085 м.

Кыбыттыгасская свита в бассейне рек Бегилян, Тарыннах и Кюндюдей трансгрессивно залегает на подстилающих отложениях и по своему составу близка к аналогичной свите Менгкеринского района. В ее нижней части установлены остатки *Tosapekten* ex gr. *hiemalis* (Te ll.), *Bureiameya* ex gr. *voronetzae* Polub., *Involutaria triasica* (Gerke), *Prommosphaera* aff. *bullata* Voron., *Oolina* ex gr. *apiculata* (Reuss), *Saccamina* aff. *arctica* Gerke, *Hyperamminoides* ex gr. *affectus* Voron. *Reaphax* cf. *eominutus* Kristan-Tolman., *Nodosaria* ex gr. *carnica* (Gerke), в верхней *Pseudomytiloides sinuosus* Polub., *P. latus* Polub., *Lima* ex gr. *pectinoides* Sow. Мощность свиты в районе 190—200 м. Найденные органические остатки позволяют датировать отложения тумулским (верхняя часть рэтского яруса) и нижней частью зимнего (геттангский и нижняя часть синемюрского ярусов) горизонтов региональной шкалы [140].

Иркинская свита залегает согласно на подстилающих отложениях и представлена толщей переслаивающихся песчаников и алевролитов. Нижняя граница хорошо прослеживается по резкой смене песчано-глинистой пачки кровли кыбыттыгасской свиты вышележащими серыми грубозернистыми песчаниками, нередко с линзочками гравелитов. Песчаники включают разнообразную по размерам и составу гальку кварца, кремней и осадочных пород, линзы и прослойки полимиктовых конгломератов (1—2,5 м), многочисленные окаменелые и обугленные обломки древесины, прослойки углистых пород и растительный детрит. В подчинении находятся прослойки (1—3 до 5—6 м) разнозернистых алевролитов и черных аргиллитов (1—2, редко до 4 м), содержащие конкреции пирита, марказита и крупные (0,1—0,3 м в диаметре) известковистые стяжения. Мощность свиты постепенно возрастает с юга на север от 40—60 м (реки Тарыннах, Кучу) до 120—260 м (реки Кюндюдей, Дянышка). Собранные в ней остатки *Mytilus* sp., *Modiolus* sp., *Meleagrinnella* sp. и флора *Equisetites* sp. коррелируют описанные отложения с верхней частью зимнего (поздний синемюр) горизонта региональной шкалы [140].

Некунская свита выделена в бассейне рек Бегилян, Тарыннах, Кучу, Ундюлюнг и Кюндюдей [229], где согласно сменяет подстилающие отложения. Сложена чередующимися песчаниками, алевролитами, глинистыми алевролитами и аргиллитами. Песчаники (от 0,5—1,0 до 10—40 м) серые и светло-серые, часто со слабым зеленоватым оттенком, волнисто- и горизонтально-слоистые, плитчатые. Слоистость обусловлена чередованием слоев различной зернистости и подчеркнута включениями тонкого обугленного растительного детрита. В породе повсеместно встречается окатанная галька кварца, кремней и осадочных пород, конкреции пирита и известково-песчаные стяжения. В основании отдельных слоев встречаются линзы (1—2 см) и

тонкие прослои (0,1–0,2 м) мелкогалечных полимиктовых конгломератов. Алевролиты темно-серые мелко- и крупнозернистые, глинистые разности черные и мелкозернистые. Породы тонкослоистые, часто с рассеянным тонким углистым детритом на плоскостях наслоения, с ходами илоедов, включениями окатышей глинистых, терригенных, карбонатных пород и мелкой гальки кварца. Аргиллиты черные плитчатые с углистым детритом, содержат линзы марказита и отдельные прослойки (до 1,5 см) сильно пиритизированной породы. Мощность свиты колеблется от 160 до 190 м. Свита на реках Кучу и Тарыннах охарактеризована фауной двустворок. Среди моллюсков преобладают *Otapiria limaeformis* Zakh., *Meleagrinnella tiungensis* (Pet r.), *Harpax laevigatus* (Or b.), *Oxytoma* ex gr. *inaequivalis* Sow., *Lima pectinoides* Sow. На основании присутствия характерных видов двустворок возрастной диапазон отложений свиты не выходит за пределы раннего плинсбаха, что позволяет коррелировать ее осадки с верхней частью зимнего горизонта региональной шкалы [140].

Ольченская свита согласно залегает на подстилающих отложениях и сложена серыми, зеленовато-серыми разнотернистыми песчаниками, иногда алевритистыми, линзовидно-, волнисто- и горизонтальнослоистыми. Повсеместны включения обугленного растительного детрита, мелкой гальки кварца, кремней и окатышей глинистых пород, тонких слоев конгломератов полимиктовых. Отмечаются прослои (5–7 м) алевролитов серых и темно-серых с отпечатками флоры. Мощность свиты растет с севера на юг от 55–60 м (реки Бегидян, Кучу) до 200 м (р. Кюндюдей). Среди остатков фауны преобладают *Meleagrinnella tiungensis* (Pet r.), *Eopecten viligaensis* Tuckk., *Radulonectites* (?) sp., *Harpax* sp., а среди флоры *Equisetites* sp. Палеонтологическая и палеоботаническая характеристики позволяют датировать отложения ольченской свиты верхней частью зимнего (ранний плинсбах) горизонта региональной шкалы [140].

Сугуланская свита залегает согласно на подстилающих отложениях и представлена песчаниками (от 1–5 до 10–20 м, нередко до 45–48 м) светло-серыми, серыми и темно-серыми с зеленоватым оттенком мелкозернистыми, нередко алевритистыми, слоистыми и плитчатыми. Слоистость тонкая горизонтальная и волнистая. На плоскостях наслоения иногда наблюдается углистый материал. Отмечаются прослои (1–5 м) биотурбированных песчаников с комковатой текстурой. В мощных пачках песчаников присутствуют пласты (0,5–1 до 3,0 м) и линзы (0,2–0,4 м) темно-серых разнотернистых алевролитов, иногда появляются пачки (5–10 до 14 м) переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов. В глинистых разновидностях отмечена мелкая галька кварца и кремней, плоские окатыши глинистых пород, обломки обугленной древесины и включения растительного детрита. Изредка наблюдаются тонкие (0,1–0,2 м) прослои пелитоморфных известняков. Мощность свиты варьирует от 110 до 150 м. В бассейне р. Бегидян собраны *Amaltheus* cf. *stokesi* Sow., *Meleagrinnella tiungensis* (Pet r.), *Lima* ex gr. *pectinoides* Polub., *L.* ex gr. *philatovi* Polub., *Kolymonectes* ex gr. *staeschei* (Polub.), а в средней и верхней частях *Veteranella* (*Glyptoleda*) *formosa* (Voron.), *Eopecten* ex gr. *viligaensis* (Tuckk.), *Pleuromya galatea* Agass., *Bureiamya ordinata* Polub., *Kolymonectes* ex gr. *terehkovi* (Polub.), *Lima* ex gr. *philatovi* Polub., *Harpax spinosus* (Sow.). Этот комплекс фауны позволяет коррелировать описанные отложения с нижней частью левинского (поздний плинсбах) горизонта региональной шкалы [140].

Намыкытская свита имеет алевролитово-аргиллитовый состав. В ней преобладают темно-серые и черные мелкозернистые алевролиты и аргиллиты. В прослоях (от 1–2 до 3–5 м) отмечены серые и темно-серые известковистые песчаники, линзы (0,1–0,5 м) и конкреции-септарии (10–15 см в диаметре) известняков, пирита, сидерита, углистого детрита и обломков обугленной древесины. Характерным является сильное ожелезнение пород, на плоскостях наложения наблюдаются кристаллы гипса, в породах отмечаются мелкие гальки кварца, кремней и глинистых пород. В верхней части свиты локализуются караваяобразные (5–6 × 10–20 см) и округлые (15–20 см в диаметре) конкреции глинистых известняков. Мощность свиты колеблется в пределах 50–85 м. Остатки *Amaltheus* ex gr. *margaritatus* Montf., *Myophoria lingonensis* (Du m.), *Eopecten* cf. *viligaensis* (Tuchk.), *Harpax* ex gr. *laevigatus* (Orb.), *Trochammina lapidosa* Gerke et Sossip., *Reophax metensis* Franke, *Pseudohealdia longula* Gerke et Lev. позволяют коррелировать отложения свиты с шараповским (верхний плинсбах) горизонтом региональной шкалы [140].

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Отложения данного возрастного диапазона представлены теми же подразделениями ундюлюнгской серии, что и в Менгкеринском районе. В районе их мощность изменяется незначительно – от 580 до 700 м.

В сунтарской свите Бегижанского района кроме алевролитов и аргиллитов присутствуют линзы и невыдержанные маломощные прослои (до 0,5 м) желтовато-серых пелитоморфных известняков и тонкозернистых тонкоплитчатых известковистых песчаников (0,5–2 м). На р. Бегижан в 0,8–1,0 м выше ее подошвы обнаружены *Arctotis* cf. *lenaensis* (Lah.), *Dacryomya gigantea* Zakh. et Schur., *Propeamussimum* (*Parvamussimum*) *olenekense* (Bodul.), *Oxytoma* cf. *jacksoni* (Pomp.), *Mclernia* cf. *kelimyarensis* (Zakh. et Schur.), *Malletia amygdaloides* (Sow.), *Riyadhella syndascoensis* (Schar.), *Lenticulina multa* Schlef., *Reophax grandis* Run., а на р. Кучу в 7 м от кровли свиты найден аммонит *Pseudolioceras m'clintocki* Haug. [92]. Это позволяет отнести рассматриваемые отложения мощностью 100–120 м к верхней части надояхского (поздний тоар)–нижней части лайдинского (ранний аален) горизонтов региональной шкалы [140]. Мощность свиты в данном районе составляет 90–120 м.

Батарыньинская, сынчинская, эселяхская и хоронгская свиты Бегижанского района имеют тот же возраст, близкий состав, строение и мощность, что и аналогичные свиты Менгкеринского, отличаясь незначительными деталями строения.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные отложения среднего–верхнего отдела Бегижанского района представлены соболохской серией с входящими в нее джаскойской и чонокской свитами. По своему составу, строению, мощностям и возрасту они практически идентичны тем же свитам Менгкеринского района.

Китчанский СР (I-B-5)

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Отложения данного возрастного интервала представлены дьябдинской серией, состоящей из кыбытыгасской, иркинской, некунской, ольченской, сугуланской, намыкытской свит, близких по строению к таковым Бегиджанского района.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Китчанская серия ($J_{1-2}kt$). Представлена морскими отложениями, состоящими из трех свит: сунтарской, нюлькючанской и иванчанской. Мощность серии 200–280 м.

Сунтарская свита ранее выделялась как аргиллитовая толща верхнего лейаса [188]. В 1986 г. аналоги сунтарской свиты были обнаружены в бассейне нижнего течения р. Алдан (с. Охотский Перевоз) [227], а позднее прослежены в разрезах бассейна рек Дянышка—Люнкюбей [140]. Свита трансгрессивно залегает на размытой (амплитуда вреза до 5 см) поверхности дьябдинской серии и представлена в подошве слоем (до 15 см мощности) сильно известковистых желваковых (длиною от 1 до 25 см и до 10 см в диаметре) фосфоритов (P_2O_5 до 15 %). Выше залегает слой (от 3–5 до 10 см) с массовым скоплением ростров белемнитов, чаще без заметной ориентировки. Далее следует слой глины (8–10 см) зеленовато-темно-серой и буровато-серой, вязкой, с отдельными рострами белемнитов. Описанные отложения перекрыты глинистой толщей (55–60 м), сложенной черными плитчатыми аргиллитами и глинистыми алевролитами, иногда ожелезненными. Алевролиты темно-серые мелко- и крупнозернистые плитчатые с включениями линз и невыдержанных маломощных прослоев (0,2–0,5 м) желтовато-серых афанитовых известняков и песчаников серых тонкозернистых тонкоплитчатых известковистых (0,5–2 м). Мощность свиты на р. Дянышка 70 м. К югу и юго-востоку от р. Дянышка она сокращается до 50–60 м (Усть-Виллюйский и Муосучанский хребты), а на северных отрогах Чечумского хребта до 30 м.

Свиту характеризуют *Oxytoma* ex gr. *jacksoni* (Pomp.), *Propeamussimum* cf. *olenekense* (Bodul.), *Nuculana acuminata* Goldf., *Camptonectes* (*Boreionectes*) cf. *kelimyarensis* Zach. et Schur., *Arctotis* ex gr. *lenaensis* (Lah.), *Arctica* cf. *humiliculminata* Schur., *Saccamina ampulacea* Schleich., *Glamospira* ex gr. *gordialis* (Parker et Jons), *Globulina* ex gr. *oolithica* (Terq.), *Reophax* cf. *grandis* Run., *Nodosaria nitida* Brang., *Lenticulina nordvikensis* (Mjatl.), *L. multa* Schleich., *L. improvisa* Run., *Dentalina* ex gr. *communis* Orb., *Pseudonodosaria glandulinoides* (Mjatl.), *Marginulina arcuarius* Run., *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip., *A.* cf. *arangastachiensis* Nikit., *Astacolus praefoliaceus* Gerke, *As.* ex gr. *hatangaensis* (Mjatl.), *As. yacuticus* Run., *As. torquatus* Run., *Riyadhella syndascoensis* (Schar.), *Kutzevella* cf. *indistincta* A. Sok., *K. operta* A. Sok., *Riyadhella tertia* (Schar.), *Trochammina* cf. *praesquamata* Mjatl.,

Dentalina ex gr. *subulata* Franke, *Paulina aalensis* Nikit., *P. cf. hibolitoides* Sachs., *Catateuthis* aff. *subinaudita* (Vor.). Комплекс фауны не противоречит отнесению свиты к верхней части надояхского (поздний тоар)—нижней части лайдинского (ранний аален) горизонтов региональной шкалы [140].

Нюлькучанская свита была выделена в 1985 г. [233] и в 2000—2002 гг. прослежена в разрезах междуречья Дянышка—Белянка [140]. Залегает согласно на подстилающих отложениях и представлена в подошве пачкой (20 м) неравномерного чередования серых мелкозернистых песчаников (0,2—3 м), темно-серых алевролитов (0,1—0,7 м) и черных аргиллитов (0,05—0,15 м). Выше следуют серые и светло-серые мелкозернистые песчаники (55 м), содержащие прослой алевролитов и аргиллитов, которые перекрывает горизонт (13 м) темно-серых и черных алевролитов и аргиллитов с конкрециями глинистых известняков. Венчает разрез пачка (30 м) неравномерного чередования серых мелкозернистых песчаников, разнозернистых алевролитов и черных аргиллитов. Мощность свиты варьирует в пределах 90—110 м. В ней собраны *Arctotis lenaensis* (Lah.), *Arctotis* ex gr. *sublaevis* Vodul., *Homomya* cf. *lepideta* (Kosch.), *Tancredia* aff. *oviformis* Lah., позволяющие отнести рассматриваемые отложения к позднему аалену—раннему байосу и скоррелировать их с верхней частью лайдинского—нижней частью леонтьевского горизонтов региональной шкалы [140].

Иванчанская свита, как и нюлькучанская свита, выделена в 1985 г. [233] и позднее прослежена в бассейне рек Дянышка—Белянка [140]. В подошве свита сложена пачкой (45 м) песчаников серых, темно-серых мелкозернистых, иногда алевролитистых, содержащих включения плоской глинистой гальки и крупные (0,2—0,4 м в диаметре) стяжения песчанистых известняков. Выше следует слой (10 м) алевролитов светло-серых крупнозернистых слоистых. Венчает разрез свиты пачка (40 м) светло-серых и серых разнозернистых песчаников с включениями углистого материала на поверхностях наслоения. Мощность свиты составляет на юго-востоке района 100 м (р. Белянка), на северо-западе — 70—80 м (р. Дянышка), а в центральной части — 95 м (р. Ляписке). Свиту характеризуют *Mytiloceras* cf. *porrectus* (Eichw.), *M.* ex gr. *retrosus* (Keys.), *M. formosus* (Vor.), *M. kystatymensis* (Kosch.), *M.* cf. *tongusensis* (Lach.), *Arctotis* aff. *lenaensis* (Lah.). Эти находки позволяют датировать рассматриваемые отложения поздним байосом—средним батом и коррелировать их с верхней частью леонтьевского и верхней частью малышевского горизонтов региональной шкалы [140].

СРЕДНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Чечумская серия (J₂₋₃сс). Сложена осадками континентального генезиса и состоит из нижневилуйской, марыкчанской и бергеинской свит. Мощность серии в районе изменяется от 380 до 580 м.

Нижневилуйская свита согласно сменяет подстилающие отложения. Сложена светло-серыми, белесыми кварц-полевошпатовыми песчаниками мелко- и среднезернистыми, грубослоистыми, иногда косослоистыми, с мелкими линзочками каменного угля и многочисленными включениями обугленных обломков древесины. Мощность свиты изменяется от 80 до 120 м. В низах ее обнаружена флора *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.)

Brongn., *Cl. cf. aldanensis* Vachr., *Raphaelia kirinae* Kiritchk., что не противоречит датировке свиты поздним батом—поздним келловеем и позволяет коррелировать ее с нижней частью васюганского горизонта региональной шкалы [140].

Марыкчанская свита залегает согласно на нижневиллюйской свите. Представлена переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками при резко подчиненной роли последних, иногда с тонкими линзами и слоями каменных углей. Аргиллиты (0,1–5 м) сильно углистые, иногда переходящие в углисто-глинистые тонколистоватые сланцы. Алевролиты (0,1–5 м) темно-серые мелкозернистые плитчатые слоистые, часто углистые. Песчаники (0,6–2 м) серые, светло-серые и бурые мелкозернистые аркозовые, с включениями тонкого углистого материала, нередко сидеритизированные. В кровле свиты отмечен пласт песчаников мощностью до 8 м. Мощность свиты 100 м. В ее породах присутствуют *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Cl. cf. durkeri* (Simp.) Sew., *Raphaelia prinadii* Vachr., *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer., *Taxogladus tschetschumensis* Vassil., свидетельствующие о ранне-позднеоксфордском возрасте свиты и о возможной корреляции ее отложений с кровлей васюганского и подошвой георгиевского горизонтов региональной шкалы [140].

Бергеинская свита согласно покрывает подстилающие отложения. На р. Чочума представлена песчаниками (20–65 м), чередующимися с пачками (15–30 м) переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. К пачкам приурочены пласты (0,5–2,5 м) каменных углей. Песчаники светло-серые, белесые, реже серые и желтовато-серые мелко-, средне- и крупнозернистые слоистые аркозовые, иногда слюдястые, с включениями обломков обугленной и окаменелой древесины. Алевролиты (0,2–7 м) темно-серые и серые мелкозернистые тонкослоистые, с углистым материалом и налетом на плоскостях наслоения чешуек слюды. Характерно присутствие тонкополосчатых алевролитов, состоящих из чередующихся прослоев светло-серого, почти белого кварцевого или кварц-полевошпатового и черного, сильно углистого и глинистого алевролита. Аргиллиты (0,1–4 м) черные слоистые с включениями углистого материала, линзочками и тонкими прослойками каменных углей. Мощность свиты 360 м, уменьшается в северо-западном направлении до 200–250 м (р. Ляписке). Свиту характеризуют *Equisetites asiaticus* Pryn., *E. tschetschumensis* Vassil. *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Czekanowskia setaceae* Heer., *Raphaelia diamensis* Sew., *Leptostrobis laxiflora* Heer., которые позволяют датировать ее ранним киммериджем—поздней волгой и коррелировать с нижней частью георгиевского—кровлей баженовского горизонтов региональной шкалы [140].

Байбыканский СР (I-Б-6)

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Дьябдинская серия (Т₃–J₁db). Трансгрессивно налегает на подстилающие отложения позднего триаса и сложена кыбыттыгасской, иркин-

ской, некунской, ольченской, сугуланской и байбыканской свитами. Мощность серии в районе изменяется от 900 до 1030 м.

Кыбыттыгасская свита со следами размыва залегает на мусочанской свите позднетриасового возраста. Имеет двучленное, но в отличие от менгкеринских разрезов более дифференцированное строение. Нижнюю часть разреза (90 м) образуют разнозернистые песчаники, включающие линзы конгломератов и гравелитов, верхняя (110 м) представлена пачками переслаивающихся темно-серых, черных комковатых алевролитов (2–6 м) и песчаников (1–3 м) серых мелкозернистых с рассеянной галькой кварца, глинистых пород. В верхней части обособляется 25-метровый горизонт серых мелкозернистых песчаников с рассеянной галькой кварца и обугленной древесины, содержащий маломощные (1–2 м) прослои темно-серых крупнозернистых алевролитов. Мощность свиты изменяется с запада на восток от 170–180 м (реки Нуора и Тагындя) до 220 м (р. Сиеминде). В ней собраны остатки *Tancredia* sp. indet. (*T. tuchkovi* Kipar.), *Pleuromya* sp., *Pseudomytiloides* ex gr. *sinuosus* Polub., позволяющие коррелировать данные отложения с тумулским (верхняя часть рэтского яруса) и нижней частью зимнего (геттангский и нижняя часть синемюрского ярусов) горизонтов региональной шкалы [140].

Иркинская свита по сравнению с другими разрезами имеет более грубозернистый состав и представлена толщей переслаивающихся грубозернистых песчаников и подчиненных им разнозернистых алевролитов, перекрывающей без следов несогласия породы кыбыттыгасской свиты. Мощность составляет на р. Белянка 250 м, а на р. Тинкичче — 260 м. Свита содержит остатки фауны *Pleuromya* sp., *Mutilus* sp., *Modiola* sp., *Meleagrinnella* sp. и флоры *Equisetites* sp., которые не противоречат отнесению отложений к позднему синемюру и корреляции их с верхней частью зимнего горизонта региональной шкалы [140].

Некунская свита имеет практически то же строение, что и в Бегиджанском районе, но несколько меньшие мощности (155–160 м). Свита охарактеризована остатками фауны *Harpax laevigatus* (Orb.), *H. spinosus* (Sow.), *H. nodosus* (Polub.), *Eopecten ptchelincevae* (Polub.), *Otapiria limaeformis* Zakh., позволяющими определить возрастной диапазон свиты ранним плинсбахом [140].

Ольченская свита сложена теми же породами, что и в Бегиджанском районе, отличаясь более выдержанными мощностями (150–170 м). В низах свиты развита фауна *Harpax* sp., *Eopecten viligaensis* Tuchk., *Meleagrinnella tiungensis* (Pet r.), а в кровле флора *Equisetites* sp., что не противоречит датировке свиты ранним плинсбахом [140].

Сугуланская свита построена аналогично таковой Бегиджанского района, отличаясь незначительными деталями. Мощность варьирует от 130 до 160 м. Свита охарактеризована остатками фауны *Oxytoma cynipes* (Y. et B.), *Harpax laevigatus* (Orb.), *H. terguemii* Orb., *Tancredia stubendorfii* Schidt., *Bureiamya ordinata* Polub., *Eopecten viligaensis* (Tuchk.), *Radulonectites hayamii* Polub., *R.* ex gr. *yaponicus* Hayami, *Meleagrinnella tiungensis* (Pet r.), *Myophoria lingonensis* (Dum.), *Pleuromya galatea* Agass., *Acromua oblonga* Agass., *Aquilerella kedonensis* Polub., *Lima* ex gr. *pectinoides* Polub., *L.* ex gr. *philatovi* Polub., *Kolymonectes* ex gr. *staeschei* (Polub.), *K.* ex gr. *terehkovi* (Polub.), позволяющими датировать ее поздним плинсбахом [140].

Байбыканская свита выделена в ходе проведения стратиграфических исследований [223, 226, 225]. Свита прослежена от р. Тинкичче на юго-востоке до р. Белянка на северо-западе, залегает согласно на сугуланской свите и завершает разрез дьябдинской серии Байбыканского района. Представлена глинисто-песчано-алевролитовой толщей, в которой в низах преобладают алевролиты темно-серые мелкозернистые с прослоями черных аргиллитов. В верхней части доминируют песчаники с прослоями алевролитов. Песчаники (1–4 м) темно-серые мелкозернистые известковистые с линзами (0,1–0,6 до 0,8 м), конкрециями (до 5–10 см в диаметре), округлыми стяжениями (от 20–40 см до 1,0 м в диаметре) темно-серых афанитовых и глинистых известняков, выделениями (5–8 см в диаметре) сидерита, марказита, пирита; содержат углистый детрит, мелкие и крупные обломки обугленной древесины. Алевролиты и аргиллиты обильно ожелезнены, часто на плоскостях содержат выщелоченные конкреции пирита и марказита, обильные мелкие гальки кварца, кремня, глинистых пород. Характерна вторичная загипсованность пород. Свита фациально выдержана. Ее мощность незначительно изменяется с юга-востока на северо-запад и составляет на р. Тинкичче 45 м, на р. Елюнджен (бассейн р. Белянка) 60 м. В свите собраны остатки аммонитов *Amaltheus* cf. *talrosei* Re p i n и двустворок *Aguilerella kedonensis* Polub., *Pleuromya galatea* Agass., *Myophoria lingonensis* Dum., *Eopecten* cf. *viligaensis* (Tuchk.), *Harpax* ex gr. *laevigatus* (Orb.), *H. terquemi* Desl., *H. ex gr. pectinoides* Desl., позволяющие датировать ее поздним плинсбахом и коррелировать с шараповским горизонтом региональной шкалы [140].

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения данного временного интервала представлены объединенной толщей, состоящей из среднеюрской морской наледной свиты и средне-позднеюрской континентальной чечумской серии. Мощность объединенной толщи изменяется и составляет в районе 675–860 м.

Наледная свита и чечумская серия объединенные ($J_{2nd} + J_{2-3}$ эр). Наледная свита выделена в 1989 г. в ходе проведения тематических исследований [94] и прослежена от р. Тинкичче на юго-востоке до р. Белянка на северо-западе. Наиболее полно разрезы свиты изучены на реках Сиеминде и Тинкичче. Здесь свита залегает с разрывом на подстилающих отложениях байбыканской свиты. Разрыв подчеркнут базальными конгломератами (0,15 м) с галькой (до 10–15 см в диаметре) кварца, кремней и осадочных пород. Над конгломератом залегает маломощный прослой (0,3 м) песчаников серых, светло-серых мелкозернистых с растительным детритом и мелкими конкрециями пирита с отдельными рострами белемитов. Выше следует толща (250 м) песчаников (прослой и пачки от 1,5 до 42 м) белесых, светло-кремовых, светло-серых, серых и зеленовато-серых. Отмечаются семь прослоев (0,5–0,8 до 1,0 м) серых афанитовых, нередко глинистых известняков с параллельной и волнистой слоистостью, а также линзы и прослой (0,2–0,4 м) полимиктовых конгломератов. Мощность свиты на р. Тинкичче 215 м, на других участках она изменяется от 220 м на юго-востоке до 250 м на северо-западе. Отложения характеризуют остатки фау-

ны *Arctotis lenaensis* Lah., *A. sublaevis* (Bodul.), *Homomya obscondita* Kosch., *Pleuromya subpolaris* Kosch., *P. uniformis* Sow., *Retroceramus* ex gr. *lucifer* (Eichw.), *R. clinatus* (Kosch.), *Hastites* sp., позволяющие датировать свиту поздним ааленом—ранним батом и коррелировать с верхней частью лайдинского—верхами малышевского горизонтов региональной шкалы [140].

Чечумская серия: формирующие серию осадки континентального генезиса средней—поздней юры (нижневилуйская, марыкчанская и бергеинская свиты) согласно залегают на подстилающих раннебатовских отложениях. Серия фациально выдержана и представляет собой крупный (поздний бат—волга) ритм седиментации, мощность которого в районе изменяется и составляет 460—610 м. Нижневилуйская, марыкчанская и бергеинская свиты по составу, строению и возрасту идентичны тем же свитам Китчанского района.

Яно-Колымская СФО (III)

Западно-Верхоянская СФЗ (III-A)

Бытантай-Дулгалахский СР (III-A-1)

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В исследованном районе к нижнеюрским отложениям отнесены бутугаская и среднебилляхская свиты. На карте они показаны объединенным контуром. Мощность объединенных отложений изменяется в районе от 515 до 700 м.

Бутугаская и среднебилляхская свиты объединенные (*J₁bs + sb*). Наиболее полный разрез бутугаской свиты обнажен в низовьях р. Эчий (бассейн р. Дулгалах). Стратиграфический объем свиты доизучен в ходе комплексных тематических исследований [140]. Залегает согласно на подстилающей осеннинской свите поздне триасового возраста и сложена двумя неравноценными по мощности толщами. Нижняя толща (170—175 м) состоит из чередующихся пачек алевролитов, аргиллитов (от 25 до 35—38 м) и редких песчаников. Последние локализуются в средней части толщи, где образуют слои мощностью от 4—6 до 8—12 м. Верхняя толща (75—80 м) состоит из песчаников с редкими и маломощными (1—5 м) горизонтами алевролитов, прослоев (0,1—0,2 м) полимиктовых конгломератов с окатанными и плохосортированными угловатыми гальками кварца, кремней, окатышей песчаных и глинистых пород. Алевролиты черные, темно-серые тонко-, мелко- и крупнозернистые, нередко песчаные, параллельно- и волнистослоистые, с конкрециями пирита, марказита, со слойками и линзами (0,1—0,2 м) полимиктовых конгломератов, состоящих из неокатанных галек кварца, кремней и осадочных пород. Аргиллиты черные, темно-серые и коричневатые-серые, листоватые и листовато-плитчатые, нередко с примесью туфогенного материала. Песчаники серые, темно-серые и зеленоватые-серые мелко- и среднезернистые плитчатые, нередко глинистые, параллельно- и волнистослоистые. Мощность свиты в данном разрезе 250 м, варьирует в районе от 250 до 350 м.

Возраст определен многочисленными находками остатков фауны, среди которых встречены аммониты *Psiloceras* (?) sp., *Waehneroceras frigga* Waehner, *Schotheimia* ex gr. *angulata* (Schloth.), *Schloth.* cf. *charmassei* Ord., *Arietites* sp. и двустворки *Cardinia* ex gr. *concinna* (Sow.), *C.* cf. *rulensis* Troedss., *Pseudomytiloides sinuosus* Polub., *P. latus* Polub., *P. rassochaensis* Polub., *P.* ex gr. *olifex* Quenst., *Lima* ex gr. *pectinoides* Sow., *L.* aff. *hettangiensis* Terq., *L.* cf. *terrmani* Goldf., *Tancredia* cf. *tuchkovi* Lipar., *Astarte* aff. *voltzi* Roem., *Aequiptecten* ex gr. *staeschei* Polub. Перечисленные формы позволяют датировать свиту геттангом—ранним синемюром и коррелировать ее отложения с нижней частью зимнего горизонта региональной шкалы [140].

Среднебилляхская свита залегает согласно на подстилающей бутугаской свите. Она фациально выдержана по площади и сложена двумя толщами. Нижняя толща (150 м) выполнена почти равнозначными по мощности (12—20 м) аргиллит-алевролитовыми пачками и пластами (10—16 м) песчаников, а верхняя (115 м) — чередующимися пачками аргиллитов (20—25 м) и алевролитов (10—20 м). Аргиллиты черные, темно-серые и коричневатые, нередко с туфогенным материалом. Алевролиты черные, темно-серые и буровато-серые разнотекстурные плитчатые параллельно- и волнистослоистые глинистые, содержат туфогенный материал. Песчаники серые, темно-серые и зеленоватые мелко- и среднетекстурные плитчатые волнисто- и параллельнослоистые. Повсеместно отмечаются шаровые карбонатные и песчаниковые конкреции (0,10 × 0,15 м в диаметре) с обломками стеблей хвощовых растений. В свите присутствуют линзы и прослои (0,1—15 м) мелкогалечных конгломератов с гальками кварца, кремней и осадочных пород, отпечатки крупных листьев и стволов растений, крупные (0,1 м в диаметре) гальки кварцевого песчаника. Мощность свиты в разрезе 265 м, на севере возрастает до 350 м.

Возраст отложений определяется находками двустворок *Otapiria limaeformis* Zakh., *Leda subvexilata* Polub., *Homomya* ex gr. *contrails* Troedss., *Cardinia* ex gr. *ingelensis* Troedss., *Chlamys* ex gr. *textoria* (Schloth.), *Harpax nodosus* Polub., *H.* cf. *spinus* Sow., *H. laevigatus* Orb., *H. terquemi* Deslb., *Lima gizhigensis* Polub., *Lima philatovi* Polub., *Myophoria lingonensis* Dum., *Velata* ex gr. *viligaensis* Ruchk., *Velopecten* cf. *rolleri* Stoll., *Radulonectites* cf. *hayami* Polub., датирующими свиту поздним синемюром—поздним плинсбахом и верхней частью зимнего, левинским и шараповским горизонтами региональной шкалы [140].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Представлен экючюйской и уялахской свитами, показанными на карте единым контуром. Обе свиты выделены в 1995 г. при проведении тематических работ по составлению Верхнеиндигирского блока Геологической карты Якутии масштаба 1 : 500 000 [62]. Мощность объединенных свит в районе изменяется и составляет 930—1070 м.

Экючюйская и уялахская свиты объединенные (*J₂ek + ul*). Экючюйская свита залегает на осадках нижнеюрского возраста без видимых следов размыва. В ее нижней части (370—400 м) выделяются две толщи. Нижняя (120—130 м) представлена переслаивающимися алевролитами

и аргиллитами, верхняя (250–270 м) — разномзернистыми песчанистыми и известковистыми алевролитами. Породы характеризуются беспорядочными текстурами, включениями галек кварца, кремней, осадочных пород и различными по форме песчано-известковистыми конкрециями. В этой части разреза собраны остатки аммонитов *Pseudolioceras* (*T.*) *maclintocki* (Schoenb.) и двустворок *Retroceramus* cf. *quenstedti* (Psel.), *R.* ex gr. *elegans* (Kosch., *R.* cf. *popovi* Kosch., *R. provincialis* Kosch., *R.* cf. *jurensis* Kosch., *R.* ex gr. *saturensis* Kosch., *R.* cf. *lucifer* (Echw.), *Camptonectes* (*Boreionectes*)? sp. indet., *Pleuromya unioides* Roem., *Tancredia* aff. *namanaensis* Petr.

Верхняя часть свиты (280–320 м) сложена преимущественно алевролито-глинистыми разновидностями, формирующими три пачки примерно одинаковой мощности. Нижняя пачка (100–130 м) представлена серыми мелкозернистыми алевролитами с прослоями известковистых разностей и поликристаллами антраконита, средняя (80 м) — чередованием серых известковистых разномзернистых алевролитов и их темно-серых мелкозернистых разностей, верхняя (110 м) — темно-серыми и черными тонко- и мелкозернистыми алевролитами с включениями антраконита (1–3 до 5 см в диаметре). Мощность свиты 650–720 м.

В свите установлены остатки *Retroceramus elongates* Kosch., *R. formosus* Vor., *R.* cf. *lucifer* (Echw.), *R.* cf. *jurensis* Kosch., *R.* cf. *fredolti* Kosch., *R.* cf. *nudus* Vor. (MS.), *R.* cf. *mongkensis* (Kosch.), *R. ussuriensis* (Vor.), *R.* cf. *anbiguus* (Echw.), *R. viligaensis* Kosch., *Arctotis* cf. *sublaevis* (Bodyl.), *A.* ex gr. *sublaevis* (Bodyl.), позволяющие датировать ее ранним ааленом—ранним байосом и скоррелировать с лайдинским, вымским и нижней частью леонтьевского горизонтов региональной шкалы [140].

Уялахская свита согласно сменяет подстилающие отложения и представлена песчаниками мелко-, грубозернистыми, чаще среднезернистыми, с прослоями конгломератов и линзами гравелитов, алевролитами песчанистыми, мелко-крупнозернистыми и известковистыми. Породы содержат включения углисто-глинистого материала, прослой серых мелкозернистых песчаников с многочисленными известково-глинистыми конкрециями, линзы несортированного гравийно-песчаного материала, содержащего обломки минерализованной древесины. Мощность свиты в бассейне р. Дулгалах 280–350 м. Отложения охарактеризованы аммонитами *Arctocephalites nudus* var. *magna* Spath., *Cranocephalites pompeckji* Mad. и двустворками *Retroceramus* ex gr. *retrorsus* Keys., *R.* cf. *kystatymensis* Kosch., *Arctotis lenaensis* (Lah.), позволяющими датировать свиту поздним байосом—ботом и скоррелировать отложения с верхней частью леонтьевского—верхней частью мальшевского горизонтов региональной шкалы [140].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

В пределах изученной территории меловые отложения распространены в западной и юго-западной частях листа, в бассейнах рек Сынча, Нимингде, Соболах-Маян, Ундюлюнг, Кюндюдей, Дяньшка, Тумара, Келе. Они представляют собой типичный молассовый комплекс с чередованием континентальных, часто угленосных осадков, содержащих многочисленные остатки растений [252, 101, 45, 47, 46, 147, 43, 24, 26, 164, 165, 215, 216,

222, 232, 230, 249, 212]. По особенностям вещественного состава и набору развитых в них местных стратиграфических подразделений (рис. 8, 9) здесь выделяются два стратиграфических района (СР) – Булунско-Менгкеринский и Лено-Виллойский [96, 97]. Районы являются составными элементами структурно-фациальных зон (СФЗ). Первый входит в Лено-Анабарскую структурно-фациальную зону, второй – в Виллойско-Предверхоанскую. Структурно-фациальные зоны выступают составными частями Восточно-Сибирской структурно-фациальной области (СФО) [77ф]. В мощной (3945–4650 м) терригенной толще выделяются нижний и нерасчлененные нижний и верхний отделы [51ф, 18ф, 17ф, 93].

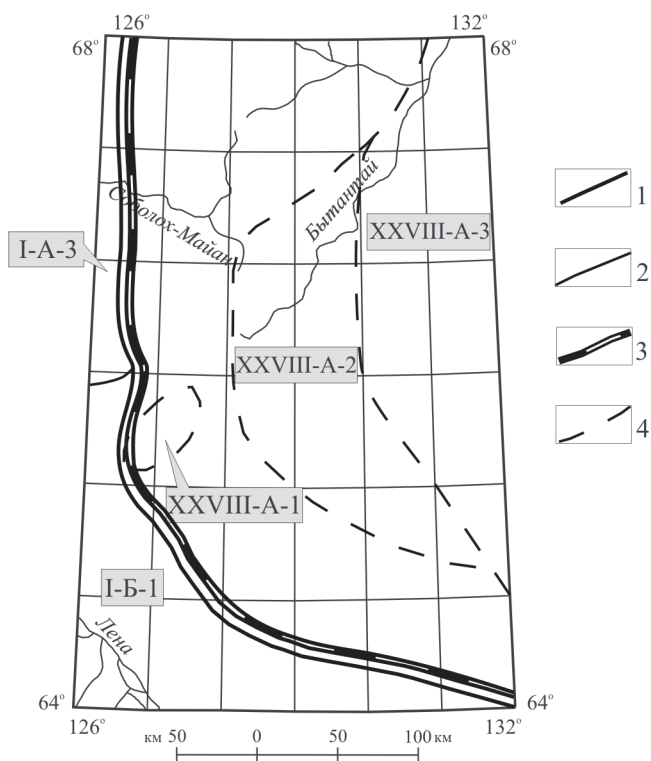


Рис. 8. Схема геологического районирования образований мелового периода.

1–4 – границы: 1 – СФО, 2 – СР, 3 – МО (магматическая область), 4 – МР (магматический район). Элементы районирования: 1 – Восточно-Сибирская СФО; I-A – Лено-Анабарская СФЗ: I-A-3 – Булунско-Менгкеринский СР; I-B – Виллойско-Предверхоанская СФЗ: I-B-1 – Лено-Виллойский СР; XXVIII – Северо-Восточная МО: XXVIII-A – Западно-Верхоанская МЗ: XXVIII-A – Дянышкинский МР; XXVIII-A-2 – Куранахский МР; XXVIII-A-3 – Дулгалахский МР.

Эратема	Система	Отдел	Ярус	СФО Восточно-Сибирская - I		МО Северо-Восточная - XXVIII		
				СФЗ Лено-Анабарская - А	СФЗ Вилюйско-Предверхоанская - Б	МЗ Западно-Верхоянская - А		
				СР Булуноско-Менгкеринский - 3	СР Лено-Вилюйский - 1	МР Дянышкинский - 1	МР Куранахский - 2	МР Дулгалахский - 3
МЕЗОЗОИСКАЯ	МЕЛОВАЯ	Верхний	m					
			km					
			st					
			k					
			t					
			s					
		Нижний	al	$K_1 dg + mn$ ⁵¹	$K_1 ht$ ⁵²		$\gamma\delta K_1 kr$ ⁵⁵	$\gamma\delta K_1 dl$ ⁵⁴
			a	⁴⁸	$K_1 ex$ ⁵⁰			
			br		⁴⁹			
			g	$K_1 st + bh$	$K_1 bt$			
			v					
			b					

Рис. 9. Схема корреляции образований мелового периода.

Названия геологических подразделений: 48 – сайтинская, кюсюрская, чонкогорская, булунонская и бахская свиты объединенные; 49 – батыльхская свита; 50 – эксеняхская свита; 51 – джарджанская и менгкеринская свиты объединенные; 52 – хатырыкская свита; 53 – аграфеновская и чиримыйская свиты объединенные; 54 – дулгалахский комплекс диорит-гранодиоритовый; 55 – куранахский комплекс гранит-гранодиоритовый; 56 – аркачанский комплекс лампрофир-диоритовый (малых интрузий); 57 – дянышкинский комплекс пироксенит-якупирангитовый (малых интрузий).

* Примечание. Отложения в СР Лено-Вилюйский прослежены в разрезах глубоких скважин.

Восточно-Сибирская СФО (I)

Лено-Анабарская СФЗ (I-А)

Булунско-Менгкеринский СР (I-А-3)

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Район на территории листа охватывает узкую полосу междуречья Сынча—Кюндюдей. Отложения нижнего мела представлены здесь толщей песков и литифицированных песчаниковых пород с прослоями алевролитов, согласно залегающей на верхнеюрских отложениях. В ходе проведения геологосъемочных работ нижнемеловая толща по литологическим особенностям и флористическим комплексам была расчленена на ряд местных стратонов, которые на макете геологической карты сгруппированы и отображены как объединенные, включая в низах разреза сайатинскую, кюсюрскую, чонкогорскую, булунскую и бахскую (K_1st ч bh) свиты, а в его верхах — джарджанскую и менгкеринскую ($K_1dg + mn$).

Сайатинская, кюсюрская, чонкогорская, булунская и бахская свиты объединенные ($K_1st + bh$).

Нижняя граница сайатинской свиты проводится по подошве 40-метровой пачки песчаников серых, светло-серых, зеленовато-серых и зеленоватых среднезернистых с углистыми включениями [114, 132]. По рекам Сынча, Саята и Дюэдесинде выше по разрезу следует чередование безугольных пачек (мощностью до 50 м) песчаников и угленосных горизонтов (мощностью от 20—25 до 30 м) пестрого состава, сложенных алевролитами темно-серыми крупнозернистыми, аргиллитами черными с прослоями (мощностью до 0,15 м) каменных углей. Мощность пластов алевролитов и аргиллитов в угольных пачках колеблется от 0,05 до 0,5 м. Количество угольных прослоев уменьшается с юга на север, в этом же направлении растет мощность свиты — от 140 м (р. Дюэдесинде) до 240 м (р. Сынча). Для пород свиты характерны ожелезнение, отчетливая слоистость, в песчаниках наблюдаются знаки ряби, в алевролитах мелкие включения карбонатно-железистых конкреций. В 1964 г. Л. М. Натаповым и др. [72] на р. Тирехтях (бассейн р. Бегидян) в разных частях разреза свиты была собрана листовая флора, представленная папоротниками *Cladophlebis lobipholia* (Pill.) Brong., *C. cf. lenaensis* Vachr., *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *C. cf. arctica* (Heer) Vachr., *Rhizopteris sp. magnus*, и гингковые *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, характерные для нижнего мела. Положение сайатинской свиты выше слоев волжского яруса юры позволяет относить ее к низам нижнего мела [132, 31, 17ф, 96].

Кюсюрская свита залегает на отложениях сайатинской свиты согласно. Представлена песчаниками с зеленоватым оттенком разномзернистыми (20—30 м), чередующимися с угленосными пачками (5—10 м) пестрого состава. Нижняя граница свиты резкая, проводится по подошве мощной (250—270 м) безугольной пачки песчаников светлых, серых, зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых с углистыми включениями. Песчаники нижней части разреза на реках Сынча и Дюэдесинде обогащены углистым матери-

алом, нередко содержат мелкую кварцевую гальку, катыши алевролитов и песчаников. В них прослеживаются редкие маломощные (первые десятки см) прослои темно-серых крупнозернистых алевролитов. Выше залегает угленосная толща мощностью до 430 м. Она представлена чередованием безугольных и угленосных пачек. Безугольные пачки (до 70 м) сложены песчаниками зеленовато-серыми, серыми и светло-серыми, горизонтально- и косослоистыми с включениями углистого материала и обугленной древесины. В составе угленосных пачек (5–20 м) преобладают алевролиты темно-серые и зеленовато-серые до грязно-зеленых, часто переходящие в углистые алевролиты темно-серые и черные крупнозернистые. Алевролиты содержат редкие маломощные (от 0,1–0,15 до 0,6 м) пласты каменных углей и тонкие прослои (0,1–0,3 м) песчаников зеленовато-серых, серых мелкозернистых плитчатых, обогащенных рассеянным углистым детритом. От нижележащей сайатинской свиты рассматриваемые отложения отличаются более частым чередованием угленосных и безугольных пачек и несколько меньшей их мощностью. Мощность свиты в пределах исследованной площади изменяется с севера на юг от 530 до 700 м.

В отложениях свиты на р. Саята собрана листовая флора, представленная *Coniopteris* cf. *burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis lobifolia* (Phill.) Brong., *Equisetites* sp., *Nilssonina orientalis* Heer. Здесь же выше по разрезу собран спорово-пыльцевой комплекс, в котором выделяются как споры: *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.-M., Dipteroidaceae, Gleicheniaceae (*Gleichenia delicata* Voch.), Osmundaceae, Spagnaceae, так и пыльца голосеменных: Cycadaceae (*Cycas elliptica* K.-M.), Ginkgoaceae (*Ginkgo elongata* K.-M.), Bennettitales, Coniferales (*Pinus* sp., *P. sasiculifera* (Mal.) K.-M.) и др. Указанная флора и спорово-пыльцевой спектр характерны для нижних горизонтов неокома [132, 133, 18ф, 96].

Наиболее полный разрез чонкогорской свиты обнажен по р. Саята. Он представлен преимущественно безугольной толщей, согласно перекрывающей угленосные отложения кюсюрской свиты. Свиту характеризуют песчаники серые, зеленовато-серые и грязно-зеленые, мелко- и среднезернистые, кварц-полевошпатовые, массивные, часто косослоистые с большим количеством включений углефицированных остатков древесины и рассеянного растительного детрита. В средней части разреза свиты прослеживается 100-метровый горизонт, в низах которого залегает алевролитово-углистая пачка (25 м); выше следуют (75 м) грубозернистые осадки, представленные как литифицированными песчаниками зеленовато-серыми среднезернистыми, так и рыхлыми и слабоуплотненными песками серыми, грубозернистыми, полимиктовыми. На р. Сынча в алевролитово-углистой (до 50 м) пачке отмечаются угли (0,1–0,3 м, редко до 1,0 м), прослои которых не выдержаны и по простиранию быстро выклиниваются. В разнотернистых песчаниках встречается галька осадочных пород и мелкого кварца, отмечаются катыши алевролитов по наслоению. Мощность свиты варьирует в пределах 650–700 м. В отложениях свиты на р. Саята найдена листовая флора неокомского возраста: *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Nilssonina orientalis* Heer.

Булунская свита является угленосной. Она хорошо обнажена на р. Саята, где находится наиболее полный ее разрез. Толща представлена чередованием крупных (80–300 м) песчаниковых и относительно небольших по

мощности (от 25–40 до 80 м) угленосных пачек. В верхних частях свиты отмечаются маломощные (1–3 до 5 м) слои рыхлых песков зеленовато-серых разнозернистых. Песчаники серые, зеленовато-серые и грязно-зеленые среднезернистые. В них иногда отмечается нечетко выраженная горизонтальная и редко косая слоистость. В верхних частях разреза в песчаниках появляются округлые (до 10 см в диаметре) и овальные стяжения песчаников со скорлуповатой отдельностью. Угленосные пачки сложены темно-серыми, черными разнозернистыми алевролитами и песчаниками с редкими пластами аргиллитов и каменных углей. Максимальная мощность пластов угля 0,5 м. Мощность булунской свиты в районе колеблется от 625 до 650 м. В угленосных частях свиты на р. Саята собраны остатки ископаемой листовой флоры *Coniopteris setacea* (P r u n.) V a c h r., *Phoenicopsis acutifolia* V a s s i l. Аналогичные отложения свиты на реках Ниминде и Дюэдесинде охарактеризованы *Cladophlebis argutula* (H e e r.) S e w., *Nilssonia orientalis* H e e r, а на реках Тирехтях и Кучу (бассейн р. Бегидян) собраны *Cladophlebis burejensis* (Z a l.) S e w. и *Nilssonia orientalis* H e e r. Все формы листовой флоры характеризуют неоком [132, 133, 18ф, 96].

Бахская свита выделена при среднемасштабном картировании как безугольная толща. Отложения свиты в естественном обнажении вскрываются лишь на р. Саята. Здесь ее слагают мощные пачки литифицированных песчаников и пачки переслаивания их слабосцементированных разностей с рыхлыми песками. Различаются три части разреза свиты. В ее низах залегает мощная песчаная толща (530 м), состоящая из чередования пачек разуплотненных песков и литифицированных песчаников. Чередование равномерное или с незначительным преобладанием уплотненных разновидностей пород. Мощность пачек от 10 до 100 м. Пески и песчаники серые и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые, с нечеткой неправильно ориентированной, реже косой слоистостью. Последняя подчеркнута тонкими слойками скоплений углефицированного растительного детрита. В средней части (200 м) разреза присутствуют две крупные пачки разнозернистых песчаников (соответственно 100 и 50 м) темно-серых массивных, разделенных между собой пачками разуплотненных песков. Верхняя часть свиты представляет собой мощную (580 м) песчаную толщу, среди которой выделяются песчаники серого, зеленовато-серого и темно-серого цветов, преимущественно среднезернистые, слоистые и массивные, неясно-, параллельно- и косослоистые с многочисленными мелкими известково-железистыми и известково-песчаными стяжениями. В песчаниковых прослоях верхней части нередко отмечаются маломощные полимиктовые конгломераты, а также отдельные гальки кварца, кремней, осадочных и изверженных пород. Мощность свиты составляет 1300–1310 м. Растительные остатки в отложениях бахской свиты не обнаружены, и ее раннемеловой возраст определяется положением в разрезе между флористически охарактеризованными чонкогорской, булунской свитами и вышележащей джарджанской свитой. Нижний и верхний контакты свиты во всех разрезах согласные [18ф].

Суммарная мощность сайатинской, кюсюрской, чонкогорской, булунской и бахской свит 3245–3600 м.

Джарджанская и менгкеринская свиты объединенные ($K_1 dg + mn$). Отложения свит развиты в междуречье Сынча–Соболах–Маян. Наиболее полный разрез этих стратиграфических подразделений изучен на р. Саята.

Джарджанская свита выделена при среднемасштабном картировании [72], залегает согласно на подстилающих отложениях. В разрезе на реках Сынча и Дюэдесинде сложена песками и песчаниками разномасштабными, каолинизированными с прослоями алевролитов, аргиллитов и каменного угля. Отмечаются маломощные прослои и линзы конгломератов. Мощность свиты 300–600 м. В опорном разрезе отложения охарактеризованы флорой *Asplenium rigidum* Vassilevskaia, *Anomozamites arcticus* Vassilevskaia, *Birissia onychioides* (Vassilevskaia et K.-M.) Samyl., *Coniopteris vachrameevii* Vassilevskaia, *Stenis* sp., *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schimp., *Taeniopteris pocrovskii* Vassilevskaia [18ф].

Менгкеринская свита выделена при среднемасштабном картировании [72], залегает согласно на подстилающих отложениях. В разрезе на р. Саята представлена песками и песчаниками со стяжениями известковистых песчаников и сидеритов, с прослоями алевролитов, аргиллитов и конгломератов. Мощность свиты 160–200 м. Здесь отложения охарактеризованы флорой *Asplenium rigidum* Vassilevskaia, *Coniopteris vachrameevii* Vassilevskaia, *Gleichenia* sp. и СПК *Anemia*, *Mohria*, *Ligodium* (34 %), *Sphagnum*, *Trachitrites* (28 %), *Clichenia lasta* и др. [18ф].

Джарджанская и менгкеринская свиты в пределах района исследований изменчивы фашиально и по мощности. В ходе проведения геологосъемочных работ предшественники закартировали их в виде объединенной толщи [72]. В нижней (600 м) части – неравномерное чередование крупных песчаниковых (100 и 200 м) и угленосных (10 и 14 м) пачек. Песчаные пачки сложены литифицированными среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками белесыми, светло-серыми, зеленовато-серыми, ржаво-серыми и ржаво-желтыми и песками серыми и желтовато-серыми уплотненными, нечетко косослоистыми с включениями углефицированного детритового материала. Характерно обилие мелких песчано-известковистых стяжений. Повсеместно в породах развита рассеянная галька кварца, имеются включения окатанных обломков осадочных пород. В середине толщи отмечаются невыдержанные линзовидные прослои полимиктовых конгломератов и гравелитов с отдельными гальками кварца, кремней, осадочных и изверженных пород. Угленосные пачки состоят из грязно-серых крупнозернистых алевролитов, аргиллитов, песчаников, серых рыхлых песков с рассеянным растительным детритом и пластами углей (до 0,6–1,0 м). Верхняя часть разреза (100–200 м) состоит из разуплотненных песков, литифицированных прослоев песчаников с известковистыми стяжениями, редких и маломощных (1–3 м) алевролито-угольных пачек. Общая мощность джарджанской и менгкеринской свит составляет 700–800 м.

По площади, в дополнение к вышеописанным, собраны многочисленные остатки листовой ископаемой флоры. В низах толщи определены *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.-M., *Onychiopsis elongata* (Geyl.) Jok., *Scleropteris* aff. *daurica* Pryn., а в верхней части – *Asplenium disksonianum* Heer, *Phoenicopsis* cf. *speciosa* Heer. Указанная флора в совокупности со спорово-пыльцевыми комплексами (присутствуют таксодиевые и сосновые молодого облика, характерные для апта и альба Сибири) позволяют коррелировать рассматриваемые образования с верхней частью синхронных им нижнемеловых отложений северо-востока Сибири и диагностировать их в разрезах Булунско-Менгкеринского района в пределах альба [132, 133, 18ф, 96].

Петрографические исследования пород нижнего мела показывают, что песчаники состоят (%) из слабоокатанных зерен полевого шпата (более 50), кварца (20), биотита (10–15) и обломков пород (около 10), представленных глинистыми и кремнистыми породами, микрокварцитами, кварцевыми порфиритами и их туфами. В отдельных случаях (бахская свита) содержание кварца достигает 90 %. Цемент поровый и соприкосновения, по составу хлоритово-глинистый, хлоритовый, карбонатный. Алевролиты по составу обломочного материала и цемента аналогичны песчаникам. Структура их алевролитовая, текстура слоистая. Аргиллиты каолинит-гидросланцевые. Структура пелитовая и алевропелитовая, текстура слоистая.

Вилуйско-Предверхоанская СФЗ (I-B)

Лено-Вилуйский СР (I-B-1)

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Район охватывает юго-западную часть территории листа, в междуречьях Ундюлюнг–Ляписке (северо-западный отрезок) и Ляписке–Тинкичче (юго-восточный отрезок). Континентальная угленосная толща представлена в основном песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами, содержит многочисленные пласты каменных углей. В ходе проведения среднемасштабных геологосъемочных работ нижнемеловая толща по литологическим особенностям и флористическим комплексам была расчленена (снизу вверх) на три свиты: батылхскую, эксеняхскую и хатырыкскую [52ф, 230, 18ф, 17ф].

Батылхская свита (K_1bt) согласно перекрывает подстилающие образования верхней юры. Это угленосная толща, которая делится на две части. Нижнюю часть (600–650 м) формируют пачки песчаников (10–20 м), чередующиеся с пачками переслаивания алевролитов, аргиллитов, песчаников (5–7 м). К последним приурочены пласты каменных углей мощностью от 0,1 до 1 м. В бассейне рек Кюндюдей, Дянышка, Ляписке, Чочума в этой части разреза обнаружены многочисленные отпечатки листовой флоры — *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *Cladophlebis fallax* Kirichk., *C. cf. pseudobifolia* Vachr., *Tyrmia turmensis* Pryn., указывающие на их раннемеловой (неокомский) возраст [133, 134, 51ф, 18ф. 96, 17ф].

Верхняя часть (625–630 м) батылхской свиты сложена преимущественно песчаниками. Подчиненное значение имеют пачки (4–75 м) и прослой (1–2 м) разнородных алевролитов, содержащие маломощные слои песчаников, аргиллитов и пропластки (до 0,1 м) каменных углей. В районе р. Чочума эти отложения содержат крупнолистовую флору, среди которой определены *Cladophlebis lenaensis* Vachr., *C. argutula* (Heer) Font., *Stenischia jachtensis* Vassil., характерные для валанжин-барремского времени [133, 134, 51ф, 18ф, 96, 17ф].

Мощность отложений батылхской свиты в междуречье Дянышка–Тумара (Китчанское поднятие) составляет 1250–1300 м, а в пределах внешнего крыла Приверхоанского прогиба (Тас-Тумусская разведочная площадь) увеличивается до 1780–1800 м [52ф].

Песчаники и алевролиты батыльхской свиты состоят из зерен кварца (35–40 %), полевого шпата (35–40 %), обломков эффузивных пород (3–25 %). Цемент карбонатно-глинистого, слюдисто-карбонатного, слюдисто-кварцевого, хлоритово-глинистого составов регенерационного и порового типов. Аксессуарные минералы – циркон, сфен, апатит, гранат, биотит, ильменит; вторичные – хлорит, серицит, лейкоксен, гидроокислы железа. Минеральный состав тяжелой фракции пород представлен биотит-гранат-apatит-цирконовой ассоциацией.

Эксеняхская свита (K_{1ex}). Ее наиболее представительные разрезы распространены в бассейнах рек Ляписке, Чочума, Сиeminде, Тумара, Эгес. Свита сложена преимущественно песчаниками с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, согласно перекрывающими породы батыльхской свиты. Контакт между эксеняхской и подстилающей батыльхской свитой в обнажениях вскрыт только в среднем течении р. Ляписке, на юго-западном крыле Муосучанской антиклинали (центральная часть Китчанского поднятия). Здесь углесодержащие породы батыльхской свиты с остатками флоры неокома перекрываются без следов размыва светло-серыми песчаниками с характерной крупной крапчатостью – белыми округлыми пятнами (до 2 см в диаметре) на поверхности выветривания, обусловленными разложением цеолитового цемента и образованием ломонита. Мощность этой песчаной толщи около 280 м. Остатков растений в породах эксеняхской свиты не обнаружено, однако внешнее сходство их с песчаниками разновидностями вышележащей свиты, большая мощность слагаемой ими однообразной толщи, отсутствие алевроито-глинистых пород и углей в ее составе не оставляет сомнения в том, что крапчатые песчаники относятся к эксеняхской свите.

В бассейнах рек Чочума и Тумара в разрезах свиты наряду с песчаниками присутствуют редкие прослои и маломощные пачки переслаивания алевролитов и аргиллитов, содержащие выклинивающиеся прослои (0,1–0,3 м) каменных и игольчатых углей. В разрезах скважин (Тас-Тумусская и Китчанская площади бурения) песчаники эксеняхской свиты преимущественно кварц-полевошпатовые и аркозовые, от мелко- до крупнозернистых. Слоистость в них, как правило, грубая, волнистая и косая, подчеркнутая скоплениями углистого детрита на плоскостях наслоения. Цвет песчаников серый с характерным желтоватым и коричневато-зеленоватым оттенками, нередко в подошве толщи с «горчичными цветами», позволяющими отличать по окраске в керне глубоких скважин эксеняхские песчаники от песчаников батыльхской свиты. В песчаниках часто наблюдаются включения обломков обугленной древесины, мелкая и средняя по размеру галька кварца, кремней и осадочных пород. Алевролиты чаще крупнозернистые, имеют зеленовато-серую, светло-серую, желтовато-серую и темно-серую окраску, содержат растительный детрит. Аргиллиты песчаные и алевролитистые, серые, зеленовато-серые и темно-серые, обогащены обугленным растительным материалом. В песчаниках и алевролитах присутствуют мелкие известковистые и сидеритизированные конкреции.

В скважинах эксеняхская свита хорошо опознается как по керну, так и по данным стандартного каротажа. Интервалы ее залегания характеризуются преимущественно повышенными значениями кажущихся сопротивлений и отрицательными значениями на кривой спонтанной поляризации,

что позволяет достаточно уверенно выделять эту свиту на фоне дифференцированных кривых стандартного каротажа в подстилающих и перекрывающих ее угленосных отложениях. Установление границ свиты осложняется, когда в ее разрезе имеются пласты углей и мощные пачки алевропелитовых пород. В таких случаях в керне скважин граница кровли и подошвы свиты определяется с привлечением данных минералогических и спорово-пыльцевых методов.

Мощность свиты составляет 800–880 м по рекам Сиеминде, Ляписке (центральная часть Китчанского поднятия) и сокращается в устьевой части р. Вилюй на площадях глубокого бурения до 450–550 м и даже 250 м.

Для нижней части свиты (реки Ляписке, Чочума, Сиеминде) характерно массовое распространение отпечатков папоротника *Biissia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl. и присутствие *Coniopteris sapornata* (Heer) Vachr., *C. nympharum* (Heer) Vassil., *Scleropteris sibirica* Vassil., *Anomosamites arcticus* Vassil., *Nilssoniopteris densinervis* Kiritchk., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung) Heer, *Sphenobaiera pulhella* (Heer) Florin. Верхняя часть (бассейны рек Чочума, Тумара) разреза свиты охарактеризована листовой флорой, среди которой преобладают *Osmunda microphylla* Kiritchk., *Coniopteris sapornata* (Heer) Vachr., *Eboracia parvifolia* Kiritchk. et Pavl., *Scleropteris verchojanensis* Kiritchk., *Amozamites arcticus* Vassil., *Neozamites verchojanensis* Vachr., *Nilssonia gigantea* Krischt. et Pryn., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera flabellate* Vassil., *Saquoia ambigua* Heer, *Padozamites eichwaidii* Heer, *Birissia onychioides* (Vassil. et K.-M.) Samyl. Именно массовое скопление отпечатков *Birissia onychioides* наиболее резко отличает в палеоботаническом аспекте нижние слои эксеняхской свиты от верхних слоев батыльхской, где находки этой листовой флоры отсутствуют или носят случайный характер. С учетом этих данных возраст эксеняхской свиты принимается как аптский [133, 134, 51ф, 18ф, 96, 17ф].

Обломочный материал песчаников и алевролитов эксеняхской свиты плохо окатан и состоит из угловатых зерен кварца (20–35 %), полевых шпатов (25–45 %), обломков биотита, кварцитов, кремнистых пород, кальцита (10–30 %). Цемент базальный, соприкосновения, поровый и пленочный, представлен гидрослюдами, цеолитом, хлоритом и тонкозернистым карбонатом. В минеральный состав тяжелой фракции пород входят эпидот, роговая обманка, сфен, гранат, биотит. В породах эксеняхской свиты, в отличие от батыльхской, значительно увеличивается содержание роговой обманки, ильменита, сфена и биотита.

Хатырыкская свита (*K₁ht*). Наиболее представительные разрезы свиты изучены на сопредельной с запада и юга территории, в бассейнах рек Ляписке, Чочума (за пределами территории), Тумара и Сиеминде [25, 52ф, 231]. Кроме того, они диагностированы в разрезах глубоких скважин на Тас-Тумусской и Китчанской разведочных площадях. Хатырыкская свита согласно залегает на эксеняхской и сложена мощными пачками песчаников, чередующимися с пачками переслаивания алевролитов, аргиллитов, глин и песчаников. По всему разрезу встречаются пласты и линзы углей. Песчаники хатырыкской свиты аркозовые, часто сильно каолинизированные, мелко- и среднезернистые. Каолинизированные разности имеют белесую и белую окраску. Наряду с ними присутствуют песчаники светло-серые со слабым зеленоватым оттенком, темно-серые, серые и желтовато-серые. Как

правило, все разновидности имеют горизонтальную, волнистую, иногда косую слоистость. В верхней части свиты в основании песчаных пачек встречаются прослой кварцевых гравелитов и линзы ожелезненных мелкогалечных конгломератов с галькой кварца, кремней, изверженных, метаморфических и осадочных пород. Часты включения в породах стяжений известковистых песчаников и алевролитов, конкреций сидерита, обугленной древесины и мелкого рассеянного растительного сидеритизированного детрита.

Алевролиты от мелкозернистых до крупнозернистых, часто каолинизированные. Окраска их изменяется от белой до темно-серой. Часты включения карбонатно-железистых конкреций (сидериты) и мелкого обугленного растительного детрита. Глинистые породы (аргиллиты и глины) имеют окраску от светло-серой до темно-серой, часто песчанистые, иногда обогащены рассеянным углистым материалом. Мощность свиты незначительно сокращается с севера на юг — от 950 м (р. Ляписке) до 890 м (р. Тумара).

В хатырыкской свите наибольшее количество каменных и бурых углей приурочено к ее средней части. Это позволяет расчленить ее на некоторых участках на три толщи: нижнюю (320—330 м) и верхнюю (380 м) — песчаниковые и среднюю (180—190 м) — угленосную. Максимальная мощность угольных пластов (5,5 м) установлена в бассейне р. Ляписке, где хатырыкская свита наиболее угленасыщена. Вместе с тем, в юго-восточной части района пласты углей разной мощности размещаются на разных стратиграфических уровнях, локализуясь в горизонтах переслаивания алевролитов, аргиллитов. Последние на сопредельной с юга территории (бассейн р. Тумара) имеют варьирующие от 1—3 до 73 м мощности и располагаются в нижней, средней, реже верхней частях свиты. Количество пластов каменных углей в некоторых пачках достигает восьми и мощности их колеблются от 0,1—0,3 до 2—3 м. В бассейне р. Тумара отложения хатырыкской свиты обнажены в цоколях террас. Эти выходы не отражены в масштабе карты. Прослой углей в отложениях свиты представляют минерагенический интерес. Здесь вблизи подошвы свиты собраны остатки флоры *Ginkgo cf. paradiantoides* Samyl., *Osmunda* sp., *Scleropteris verchojanensis* Kiritch., *Neozamites verchojanensis* Vachr., *Czekanovskia cf. vernakula* Kiritch. et Samyl. Песчаники и алевролиты хатырыкской свиты сложены зернами кварца (30—40%), полевых шпатов (35—60%), обломками пород (5—10%), в основном эффузивов. Цемент карбонатный и гидрослюдистый порового и пленочного типов. В ассоциации минералов тяжелой фракции резко сокращается количество роговой обманки по сравнению с подстилающими породами.

Кроме перечисленных выше отпечатков флоры, в отложениях свиты собраны *Coniopteris onychioides* Vassil. et K.-M., *Cladophlebis* sp., *Scleropteris sibirica* Vassil., *S. daurica* Pryn., *Anozamites arcticus* Vassil. Указанные виды не противоречат отнесению рассматриваемых отложений к раннему— началу позднего альба [133, 134, 51ф, 18ф, 96, 17ф].

НИЖНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

К нерасчлененным отложениям нижнего и верхнего отделов системы отнесена объединенная толща пород, сформированная аграфеновской и чиримыйской свитами, развитыми в крайнем юго-западном углу исследо-

ванной территории [134, 111, 52ф]. Они перекрыты мощным плащом кайнозойских отложений и изучены лишь в береговых обрывах р. Ляписке (за пределами площади), а также по материалам разрезов глубоких скважин и комплексу промыслово-геофизических данных.

Аграфеновская и чиримыйская свиты объединенные ($K_{1-2}ag + \text{чр}$).

Аграфеновская свита в обрывах нижнего течения р. Ляписке (за пределами площади) залегает с размывом на хатырыкской свите. Размыв подчеркивается карманообразными углублениями в кровле последней, выполненными неотсортированными рыхлыми песчаниками с мелкой галькой кварца, кремней и осадочных пород. Здесь свита сложена аркозовыми слабо ожелезненными на поверхности выветривания желтовато-серыми и светло-бурыми песками и рыхлыми песчаниками. В невыветрелом состоянии пески и песчаники имеют преимущественно зеленовато-серую окраску. Породы мелкозернистые до грубозернистых, горизонтально- и косослоистые. Пески и песчаники содержат многочисленные округлые конкреции сидерита, стяжения зеленовато-серых плотных песчаников, включения обугленных и минерализованных обломков древесины, разнообразной гальки и щебня осадочных пород. Отмечаются отдельные валуны магматических пород, прослой полимиктовых галечников и мелкогалечных конгломератов. Характерны следы внутриформационных перерывов, подчеркивающиеся наличием частых прослоев конгломератов. Конгломераты сложены угловатыми и неокатанными обломками кварца, кварцитов, кремней, кислых эффузивов, осадочных пород (песчаники, алевролиты, аргиллиты, каменные угли и сидериты). Угловатые и неокатанные обломки каменных углей достигают 10–15 см по длинной оси. В верхней части свиты залегают мощные (5–20 м) протяженные линзы алевролитов разномзернистых серых и глин зеленовато-серых песчаных плотных. В одной из таких глинистых линз наблюдается пласт бурых углей до 0,5 м. Мощность свиты на р. Ляписке около 400 м.

В глинисто-алевролитовых линзах обнаружены покрытосеменные растения совместно с папоротниками, хвойными и гинкговыми. В этом комплексе определены *Haraticites orientalis* Kiritchk., *Asplenium diskonianum* Heer, *Cephalotaxopsis heterophylla* Holl., *Parataxodium wigginsii* Arn. et Lowt., *Thujopsis* sp., *Brachyphyllum* cf. *crassicaule* Font., *Trochodendroides* ex gr. *arctica* (Heer) Berry, *Platanus slastenovi* Budants., *Sassafras* sp., *Ranunculaecarpus*(?) sp., *Pseudoprotophyllum* cf. *borealis* (Daws.) Holl., *Araliopsis* sp., *Dalbergites* cf. *simplex* Sew., *Crataegites* cf. *borealis* Samyl., *Celastrorphyllum ovale* Vachr., *C.* cf. *kolymensis* Samyl., *Cissites microphyllum* Budants., *Laurophyllum* sp., *Dicotylorphyllum* sp.

В скважинах глубокого бурения аграфеновская свита представлена аркозовыми косослоистыми песчаниками светло-серыми и зеленовато-серыми слабокаолинизированными, песками зеленовато-серыми с редкими прослоями грязно-зеленых глин и серых, зеленовато-серых разномзернистых алевролитов, глинистых «мусорных» брекчий (0,2–0,6 м), содержащих конкреции сидерита, кварцевую и кремнистую гальку, обломки осадочных (песчаники, алевролиты, аргиллиты) пород [59, 60, 61]. Верхняя граница свиты проведена по кровле мощной пачки (30 м) переслаивания глинистых алевролитов, плотных глин и мелкозернистых песчаников. По материалам

глубокого бурения мощность аграфеновской свиты колеблется от 200–250 до 400–600 м. В керне скважин определены папоротники – *Asplenium diskonianum* Heer, хвойные – *Araucarites microphylla* Sveshn., *Pityostrobus dorofeevii* Sveshn., *Cryptomeria subulata* (Heer) Sveshn., *Cleichenia* spp., гинкговые – *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, покрытосеменные – *Platanus* sp., *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *Cissites microphyllus* Budants., *Dalbergites* sp. и др., позволяющие отнести отложения аграфеновской свиты к альбу–раннему сеноману [134, 133, 52ф, 18ф, 96, 17ф].

Чиримыйская свита залегает трансгрессивно на отложениях аграфеновской свиты. Представлена аркозовыми песчаниками, песками светло-серыми и белесыми разнородными слабо каолинизированными, содержащими пачки, прослойки и линзы песчаных светло-бурых глин, алевролитов и глинистых песчаников, полимиктовых галечников и конгломератов [59, 60]. Характерна косая слоистость, присутствие рассеянной крупной гальки и валунов магматических и осадочных пород, кварцитов, кремней. Мощность свиты по данным буровых работ изменяется от 200 до 500 м. Кровля отложений свиты размыта. В ее отложениях собраны отпечатки папоротниковых – *Asplenium onychioides* Budants., *Anemia acropteroides* Budants., гинкговых – *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, хвойных – *Sequoia minuta* Sveshn., *Taiwania microphylla* Sveshn., покрытосеменных – *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry, *T. ziziphoides* Budants., *Viburnum cinnamomoides* Budants., *Macclintockia borealis* Budants., *Querexia angulata* (Newb.) Krysht., *Ziziphoides heterophylla* Budants. По составу растительных остатков и положению в разрезе свита отнесена к позднему сеноману–маастрихту [133, 134, 52ф, 18ф, 96, 17ф].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Отложения неогенового возраста на территории листа распространены ограниченно. Они встречаются в береговых обрывах р. Лена и фрагментарно в горной области. Это плиоценовые образования, развитые в Среднесибирской и Верхояно-Колымской структурно-фациальных областях (СФО). Представлены аркачанской толщей, размещенной в Восточно-Верхоянской СФЗ (Нельгесинский СР) и табагинской свитой, приуроченной к Нижнеалданской СФЗ (Кангаласский СР) (рис. 10, 11).

Верхояно-Колымская СФО (XXXV)

Восточно-Верхоянская СФЗ (XXXV-A)

Нельгесинский СР (XXXV-A-1)

ПЛИОЦЕН

В Верхояно-Колымской СФО плиоценовые отложения, представленные аркачанской толщей, выделены на Аркачанском плато на водораздельных поверхностях с абсолютными отметками 1100–1400 м.

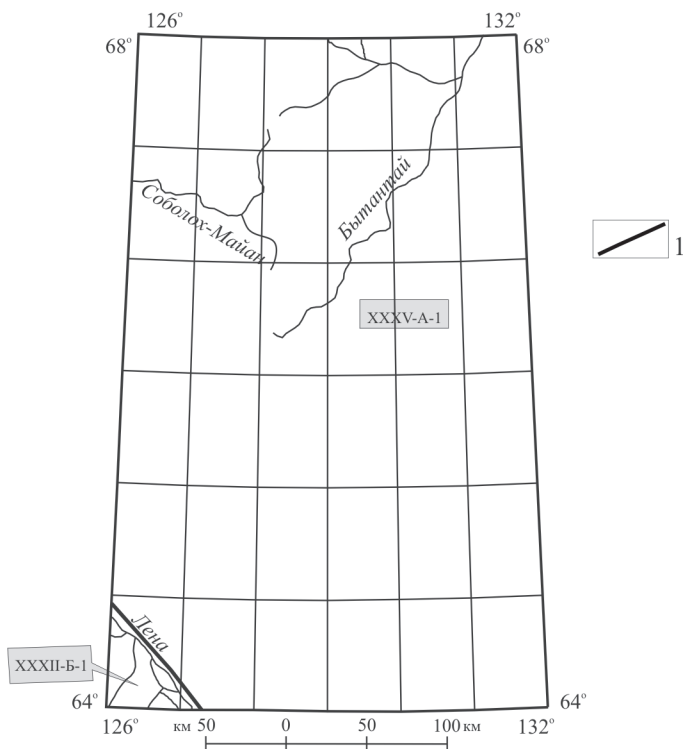


Рис. 10. Схема геологического районирования образований неогенового периода.

I – границы СФО. Элементы районирования: XXXII – Среднесибирская СФО: XXXII-Б – Нижнеалданская СФЗ: XXXII-Б-1 – Кангаласский СР; XXXV – Верхояно-Колымская СФО: XXXV-А – Восточно-Верхоянская СФЗ: XXXV-А-1 – Нельгесинский СР.

Аркачанская толща* (N_2ar). Фрагменты ее осадков установлены в верховьях р. Аркачан в пределах речной долины, принадлежащей к древней речной сети. Это аллювиальные галечно-гравийно-песчаные отложения. Мощность до 1 м. Галька песчаников и алевролитов, мелкого или среднего размера, вытянутая и уплощенная. Окатанность крупнообломочного материала хорошая.

На левом борту р. Чочимбал (левый приток р. Дянышка) в морфоструктурах так называемых «сквозных долин» и на высоких террасовых уровнях в западинах встречены гравийно-галечные отложения с илисто-глинистым заполнителем. Гравий (до 30 %) и мелкая галька (до 60 %) преимущественно алевролитовые, хорошей окатанности. Видимая мощность 0,7 м.

В спорово-пыльцевых комплексах, выделенных из этих отложений, содержится пыльца древесно-кустарниковых растений – 42–57 %, где рядом с достаточно разнообразной сосновой группой (до 4–5 видов сосен и двух видов елей) преобладают кустарниковые формы (до 28,6 %) – березы (до 4 видов) и ольховника, а также пыльца крупных берез (до 5 разновид-

* Установлена Л. И. Сметанниковой в процессе полевых работ.

Эрагема	Система	Отдел	Подотдел	Надгоризонт	Горизонт	СФО Среднесибирская - XXXII	СФО Верхояно-Колымская - XXXV
						СФцЗ Нижнеалданская - Б	СФцЗ Восточно-Верхоянская - А
						СР Кангаласский - 1	СР Нельгесинский - 1
КАЙНОЗОЙСКАЯ	НЕОГЕНОВАЯ	Плиоценовый	Верхний	К у м а х с к и й	Кутуяхский	[Stratigraphic column with wavy boundary at 59]	
			Средний			Бегуновский	[Stratigraphic column with wavy boundary at 58]
			Нижний			[Stratigraphic column with wavy boundary at 58]	
						Подстиляющие породы	

Рис. 11. Схема корреляции образований неогенового периода.

Названия стратиграфических подразделений: 58 – аркачанская толща; 59 – табагинская свита.

ностей); пыльца трав и кустарничков (18–28 %) – вересковые, злаковые и осоковые; споровая группа (22–31 %) – разнообразные сибирские плаунки (до 4 разновидностей), папоротниковые (3–5 видов) и лесные виды плаунов. Присутствует, хоть и в небольшом количестве (0,6–3,4 %), пыльца термофилов – Juglandaceae, *Myrica*, *Corylus*, *Carpinus*. Представленные СПК отражают хвойно-мелколиственные леса с примесью термофилов и хорошо развитым кустарниковым ярусом, существовавшие на данной территории в раннем плиоцене* [78ф].

Среднесибирская СФО (XXXII)

Нижнеалданская СФЗ (XXXII-Б)

Кангаласский СР (XXXII-Б-1)

ПЛИОЦЕН

Табагинская свита (N_2tb) выделена на правом борту р. Лена, ее отложения представляют собой аллювий одноименной террасы относительно

* Л. П. Жариковой – ведущим геологом ГУП РС (Я) «ЯПСЭ» и Н. Т. Бакулиной – старшим палинологом ГУП «Центргеоаналитик» выполнены палинологические исследования отложений и даны заключения о возрасте.

ной высотой 120–140 м. В составе свиты участвуют пески с гравием и базальным галечником. Мощность до 33 м. Пески разнозернистые, серые, желтовато-серые. Базальные галечники (до 2 м) состоят из хорошоокатанных разноразмерных галек кварца, кремней, кварцитов и магматических пород. Пески и галечники часто ожелезнены. Гидроокислы железа образуют корки толщиной до 5 мм и цементируют породы вплоть до образования темно-бурых плитчатых песчаников и конгломератов [22ф].

Отложения слабо пыльценосны. В единичных спорово-пыльцевых спектрах главенствуют *Pinus*, *Betula*, Bryales, субдоминантами являются *Larix*, *Alnus*, *Artemisia*, *Sphagnum*, а сопутствующими – Ericales, Compositae, разнотравье, Polypodiaceae. СПК характеризуют растительность сосновых, участками березово-лиственничных, с зелеными мхами, лесов [71]. По палеомагнитным данным, аллювий табагинской свиты накапливался в эпоху Гаусс более 2,4 млн лет тому назад [167].

Эти данные позволяют датировать свиту средним плиоценом.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичная система в пределах территории листа представлена всеми своими звеньями. В генетическом отношении выделяются аллювиальные, озерно-аллювиальные, лессовые образования, развитые главным образом в Средне-Сибирской СФО (Лено-Алданская СФЗ, Центрально-Якутский СР), а также продукты холодных эпох – ледниковые, гляциофлювиальные, озерно-ледниковые и пролювиальные образования, локализующиеся, преимущественно, в Верхояно-Чукотской СФО (Западно-Верхоянская СФЗ) (рис. 12, 13).

Средне-Сибирская СФО (XXXII)

Лено-Алданская СФЗ (XXXII-Б)

Центрально-Якутский СР (XXXII-Б-2)

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН. ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО

Аллювиальные образования (aQ_{III}) установлены на правом берегу Лены против устья р. Вилюй. Это отложения 70–80-метровой тустахской террасы р. Лена. В составе аллювия галечники и пески разнозернистые, до гравийных, прослой алевритов. Мощность до 8 м. Галечниками из хорошоокатанных разноразмерных галек (до 70 %), с валунами (до 20 %) и гравием (до 10 %) в песчано-кварцевом разнозернистом заполнителе представлена нижняя часть толщи. Верхняя часть – пески, преимущественно кварцевые, разнозернистые, косослоистые, с примесью галек и гравия, прослой алевритов. Петрографический состав крупнообломочного материала – кварциты, кварцитовидные песчаники, кремни, кварц, реже магматические и метаморфические породы.

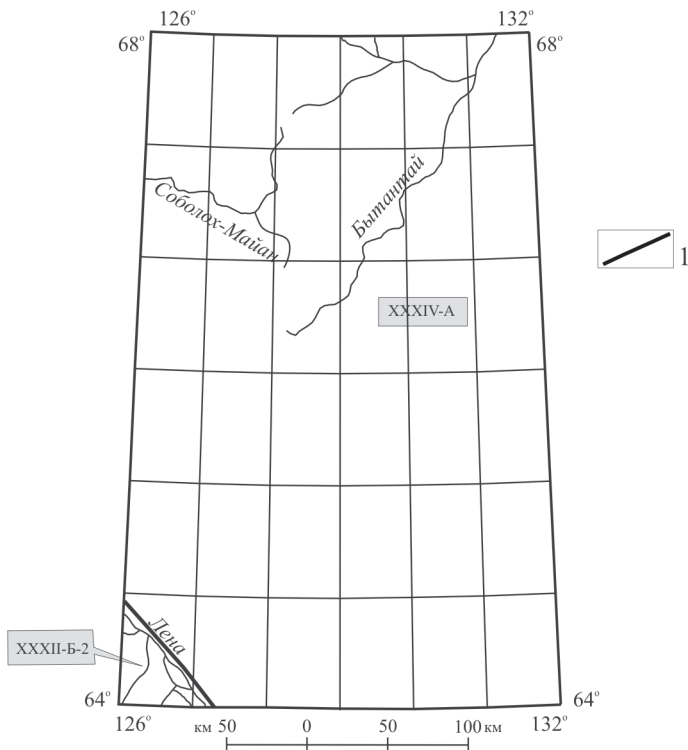


Рис. 12. Схема геологического районирования образований квартера.

1 – границы СФО. Элементы районирования: *XXXII* – Средне-Сибирская СФО; *XXXII-B* – Лено-Алданская СФЗ; *XXXII-B-2* – Центрально-Якутский СР; *XXXIV* – Верхояно-Чукотская СФО; *XXXIV-A* – Западно-Верхоянская СФЗ.

Спорово-пыльцевой спектр отражает растительность поlynно-разнотравных степей с болотами и березовыми колками. По палеомагнитным данным, аллювий накапливался в эпоху Матуяма.

Данные спорово-пыльцевого и палеомагнитного анализов, а также геолого-геоморфологическая позиция (VI надпойменная терраса р. Лена) позволяют определить возрастное положение осадков второй половины эоплейстоцена [22ф].

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Неоплейстоцен представлен нижним, средним и верхним звеньями. В генетическом отношении это аллювий высоких цокольных (пеледуйская и оручанская) и аккумулятивных террас р. Лена, озерно-аллювиальные и лессовые накопления.

Нижнее звено

Включает в себя талагайкинский и лебедский горизонты.

Талагайкинский горизонт (aQ_{1t}) формируют аллювиальные отложения пеледуйской террасы. Относительные превышения террасы над урезом воды на р. Лена до 45–55 м, в нижнем течении р. Вилюй — до 25–35 м. В составе отложений — галечники, пески, редкие прослои глин и суглинков. Мощность до 20 м. В нижнем течении р. Вилюй рассматриваемые образования представлены в основном песками разнотернистыми желтовато-серыми косо- и горизонтальнослоистыми, с редкими линзовидными прослоями глины, отмечены базальные галечники (2–7 м), часто ожелезненные.

На междуречье Чочума–Люнкюбей, по данным бурения, в разрезе: 1) галечники с включением валунов (0,2–0,3 м) песчаников с песчано-гравийным заполнителем — 7,2 м; 2) галечники, состоящие из хорошоокатанных галек кварца, кремня, гранитоидов, песчаников, с линзовидными прослоями (0,1 м) песков разнотернистых буроватых — 6 м. Общая мощность 13,2 м. Перекрывается толща лессовыми верхнеоплейстоценовыми образованиями [15ф].

В СПК из обнажения на р. Ундюлюнг преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы — 77 % (в т. ч. сосна — 7 %); пыльца травянисто-кустарничковых составляет 20 %. В обнажении на р. Чебыда — скопления растительного материала с шишками *Picea obovata* Ldb., *Picea* sp. и *Larix* и семенами *Larix dahurica* Turcz., *Menyanthes trifoliata* L., *Potamogeton perfoliatus* L., *P. acutifolius* Link., *Viola* sp., *Chara* sp., *Carex rostrata* Stok., *C.* sp. [4]. Палеоботаническая характеристика слоев свидетельствует о распространении листовничного редколесья с примесью ели, хорошо развитым кустарниковым ярусом и травами. Фаунистический комплекс, представленный *Mammuthus trogontherii trogontherii* (Pohl.), *Alces latifrons* (Johns), *Dicerorhinus kirchbergensis* (Jaeg.), *Equus* cf. *mosbachensis* Reich., сопоставляется с тираспольским, характеризующим ранний неоплейстоцен. В аллювии пеледуйской террасы на р. Вилюй (за пределами территории) зафиксировано изменение полярности, инверсия Брюнес–Матуяма. По разрезу на р. Чебыда отмечена нормальная намагниченность верхней части аллювия и обратная — нижней [4]. Фауна млекопитающих и палеомагнитная характеристика позволяют отнести аллювий пеледуйской террасы к нижнему неоплейстоцену [4].

Лебедский горизонт (aQ_{1b}) сформирован аллювиальными образованиями оручанской террасы р. Лена. Высота террасы от уреза воды 35–37 м, высота цоколя до 22–30 м. В составе аллювия галечники и пески разнотернистые с примесью гравия и гальки, отдельными прослоями суглинков, глин. Мощность до 25 м. Базальные галечники (1–6 м) различного состава. Перекрывается лессовыми верхнеоплейстоценовыми образованиями.

Палеонтологических остатков в отложениях не найдено. Только за пределами территории, в районе пос. Сангар, найдены остатки архаичной формы *Equus* sp., указывающие на более древний, чем среднеоплейстоценовый, возраст осадков [22ф]. Возраст аллювия — ранний неоплейстоцен дан по геоморфологическому положению. Южнее территории листа Q-52 ору-

чанские отложения находятся между пеледуйскими осадками и аллювием бестяхской свит, который сопоставляется с тобольским горизонтом среднего неоплейстоцена [4, 71].

Среднее—верхнее звенья нерасчлененные

Озерно-аллювиальные образования ($1aQ^3_{II-III_1}$). Толщи, накопившиеся во второй половине среднего—первой четверти позднего неоплейстоцена (ширтинский, тазовский и казанцевский горизонты), связаны с этапом мощного субаквального осадконакопления в долинах и межгорных впадинах. Установлены на левом берегу р. Лена в районе устья р. Виллой. Состав — пески мелко- и среднезернистые, преимущественно горизонтальнослоистые, с тонкими прослоями песков глинистых, с маломощным базальным галечником, линзами гравия и редкими прослоями супесей. Мощность до 50 м. В отложениях отмечаются криогенные нарушения слоистости. Залегает толща озерно-аллювиальных накоплений на коренных породах [237].

В разрезе на р. Виллой из этих осадков выделены три спорово-пыльцевых комплекса. Нижний СПК отражает растительность хвойных, реже смешанных лесов и связывается с ширтинским временем. Средний СПК характеризует растительность заболоченных травянистых и кустарниковых тундр с преобладанием кустарниковых берез, осоковых, злаковых трав и зеленых мхов, что связывается с похолоданием в тазовское время. Верхний СПК определяет растительность светлохвойной тайги (доминирование сосны при заметном участии ели, лиственницы) и характерен для потепления климата в казанцевское межледниковье [15ф].

К полю развития отложений приурочены остатки млекопитающих самаровского комплекса: *Mammuthus* cf. *chosaricus* Dubrovo, *Bison priscus longicornis* W. Gromova, *Ovibos palantis* Ham. Smith, *Camelus* sp. [42]. Здесь также известны *Mammuthus* sp., *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Bison priscus* Voj., *Ovis nivicola* Esch., *Rangifer tarandus* L., найденные в обнажении чуть ниже устья руч. Дириг-Юрях, южнее листа Q-52 [5], и малакофауна мелководных озер и стариц: *Limnea (Waterlimnea) peters* Dall., *Valvata confusa* West., *Anisus (Gurualus)* sp., *Pisidium* sp. [126]. В Тандинском обнажении на р. Алдан (за пределами территории) в аналогичных озерно-аллювиальных накоплениях зафиксирована инверсия полярности, сопоставляемая с эпизодом Блейк магнитной эпохи Брюнес [6].

Все эти данные позволяют определить возрастное положение толщи второй половиной среднего—началом позднего неоплейстоцена.

Верхнее звено

Верхнее звено включает нерасчлененные толщи муруктинско-сартанского (зырянский надгоризонт) возраста и отложения объединенных каргинского и сартанского горизонтов.

Аллювиальные образования каргинского и сартанского горизонтов ($a^2Q_{III}kr + sr$). Представлены отложениями II надпоймен-

ной террасы р. Лена и ее притоков. Терраса аккумулятивная. Ее высота на р. Лена над урезом воды от 18 до 26 м. В составе аллювия галечники, пески, супеси, прослой торфа, в верхней части — с клиньями повторно-жильных льдов, проникающими до глубины 10 м. Мощность до 33 м. Галька крупная, слабоокатанная, состоящая преимущественно из местных пород (песчаников и алевролитов). Отмечено несколько горизонтов листовенничных пней, сохранившихся в прижизненном положении.

В разрезе II надпойменной террасы р. Лена у пос. Говорово (севернее территории листа Q-52) из нижней части отложений Ю. М. Трофимов определил семена *Pinus silvestris*, *Alnus fruticosa*, *Betula*, *Carex*, *Vassinum oxycossum*, *Myosotis palustris*. Здесь же, по данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного Р. Е. Титерман, преобладает пыльца представителей лесных формаций — *Alnus*, *Pinus* из секции *Cembrae*, *Pinus silvestris*, *Betula*. Травянистых растений почти нет. В разрезе II надпойменной террасы р. Вилюй (западнее территории листа) из верхней части отложений получены спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о том, что в растительности, во время накопления данных образований, большую роль играли безлесные травянистые пространства с участием злаков, полыней, лебедовых, разнотравья и кустарников лесотундрового типа, а также холодолюбивых видов плаунов *Selaginella borealis* и *Selaginella sibirica*. В аллювии также заключены кости животных — *Mammuthus* sp., *Equus caballus* (мелкая форма), *Equus* ex gr. *hemionus* P a l l., *Rangifer tarandus* L. [7].

Абсолютный (^{14}C) возраст отложений из средней части разреза составляет 30,4–29,5 тыс. лет [130, 22ф].

Все эти данные подтверждают каргинско-сартанский возраст аллювия II надпойменной террасы.

Лессовые образования зрянского надгоризонта (LQ_{III}zr) распространены небольшими пятнами в долине р. Лена. В их составе алевроиты песчанистые и глинистые, пески косослоистые, в нижней части с крупной галькой, в верхней — с субгоризонтальной слоистостью, с прослоями ископаемых почв. Мощность до 25 м. Это продукты криопедоэлювиального преобразования преимущественно эолового генезиса, серого, темно-серого, буровато-серого цвета. В ископаемых почвах зачастую присутствуют корешки трав и кустарников, захороненные в прижизненном положении. Для данных отложений характерны многочисленные криогенные нарушения слоистости. Лессовые накопления облекают речные террасы, сложенные раннеплейстоценовыми осадками, а также перекрывают средне-позднеплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения [238].

В целом по СПК, определенным в различных разрезах, можно сделать вывод о господстве марево-полынных, злаково-осоковых сообществ. Наибольшие участки, по-видимому, занимали листовеннично-березовые редколесья и кустарниковые формации. В верхней части толщи состав СПК отражает растительность тундровых ландшафтов, связанных, вероятно, со временем сартанского оледенения. Отложения включают кости животных верхнепалеолитического комплекса — позднего мамонта, шерстистого носорога, короткорогого бизона, мелкой кабаллоидной лошади, лося, северного оленя и др. Датировки абсолютного (^{14}C) возраста укладываются в интервал от >50 до 11 тыс. лет [139].

Находки фауны, абсолютные датировки позволяют отнести накопленные толщи к муруктинско-сартанскому времени.

Верхнее звено–голоцен

Представлены нерасчлененными аллювиальными образованиями сартанского горизонта и нижней части голоцена.

Аллювиальные образования сартанского горизонта – нижней части голоцена ($a^1Q_{III}sr_{-H}^1$). К ним отнесены аллювиальные отложения I надпойменной террасы рек Лена и Вилюй и их притоков. Терраса аккумулятивная, ее высота 10–12 м. От высокой поймы терраса отделяется четким уступом. В составе аллювия – галечники и пески с прослоями супесей и ила, в галечниках – песчаные жилы. Мощность до 13 м. На р. Лена, близ устья р. Ляписке, разрез начинается с галечника (до 7–8 м), выше залегает песок (4–5 м) горизонтальнослоистый желтый, с прослоями супесей, суглинков, ила и торфа. Между песком и галечником лежит слой ветрогранников, от которого на глубину 3 м в галечник внедрены клинья песка желтого разнотернистого, с вертикальной слоистостью. Ширина клиньев 2–3 м. В промежутках между клиньями шириной 3–12 м уплощенные гальки приведены в вертикальное положение. Песчаные жилы такого типа образуются в крайне холодных и сухих условиях.

Таким образом, нижнюю часть разреза составляет аллювий, накопленный в относительно теплый промежуток в конце сартанского времени. Средняя часть разреза, ветрогранниковый слой и песчаные клинья, сформировалась в условиях похолодания, когда р. Лена почти пересохла, а ее высокая пойма преобразовалась в каменистую пустыню. Верхняя толща песков возникла в результате затопления этой пустыни рекой при деградации сартанского оледенения в начале голоцена.

О поздненеоплейстоценовом возрасте низов I надпойменной террасы свидетельствуют находки фауны верхнепалеолитического комплекса с *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа [5]. В разрезе I надпойменной террасы у с. Крест-Хальджай на р. Алдан (южнее территории) найдены кости млекопитающих – *Equus caballus*, *Cervus* sp., *Bos* sp., *Rangifer tarandus* L. и др. [7].

Абсолютный возраст (^{14}C) аллювия верхней голоценовой половины разреза (в обнажении близ устья р. Ляписке) составляет около 7,4 тыс. лет [15ф]. Абсолютные датировки (^{14}C) возраста аллювия, полученные на реках Ундюлюнг, Бегидян, также укладываются в интервал 11–7 тыс. лет [130].

Голоцен

Представлен современными аллювиальными отложениями.

Аллювиальные отложения голоцена (aQ_H) слагают русла, поймы рек Лена и Вилюй и их притоков. Состав отложений – галечники, пески, супеси, суглинки, илы, суглинки с прослоями торфа. Мощность их до 25 м. Окатанность крупнообломочного материала хорошая, петрографический состав – кварц, кварциты, кремни, песчаники и алевролиты.

Для рек Лена и Вилюй характерен песчаный аллювий поймы. В долине р. Лена по данным бурения вскрывается следующий разрез: 1) галечники из хорошоокатанных (5–10 см) галек кварца, кварцитов, кремней, песчаников – 1,5 м; 2) песок серый средне- и крупнозернистый с включением хорошоокатанных галек кварца и кремней, с прослоями супесей, суглинков с включениями обломков древесины. Редкие прослои (2–3 см) льда – 10, 5 м. Общая мощность до 12 м [15ф].

Абсолютные датировки (^{14}C) возраста аллювия поймы, полученные на притоках р. Лена, Ундюлюнг, Бегидян и др., свидетельствуют о накоплении аллювия во второй половине голоцена и укладываются в интервал 6,7–1,6 тыс. лет [130].

Верхояно-Чукотская СФО (XXXIV)

Западно-Верхоянская СФЗ (XXXIV-A)

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Неоплейстоцен представлен своим верхним звеном. В генетическом отношении это ледниковые, гляциофлювиальные, озерно-ледниковые накопления и аллювий аккумулятивных террас.

Верхнее звено

Включает ледниковые, гляциофлювиальные образования юглерского горизонта, аллювиальные отложения нерасчлененных третьей и четвертой ступеней верхнего неоплейстоцена, ледниковые и гляциофлювиальные образования кубалахского (жиганская стадия криостадиала), а также ледниковые, гляциофлювиальные и озерно-ледниковые образования хетакагчанского горизонтов.

Ледниковые и гляциофлювиальные образования юглерского горизонта сохранились в межгорных впадинах бассейнов рек Уенге, Хальдин, Собопол и др., а также выполняют древние долинообразные понижения меридионального плана в междуречьях Бытаня–Тара-Сала–Аччыгый-Саккырыр, на выположенных склонах р. Бынтай (в междуречьях Хобол–Кимпиче, Лабыктанья–Бынтай, Ньюле–Бильях), на левобережье рек Эчий, Дулгалах.

Ледниковые образования юглерского горизонта (gQ_{III}ig) слагают конечную, основную и боковую морены. Оледенение в пределах Верхоянского хребта было максимальным, и конечные морены отстоят наиболее далеко от осевой части хребта. Накопления конечной морены формируют валунные суглинки, супеси. Мощность до 50 м. Цвет отложений темно-серый. В составе основной морены преобладают валунные суглинки, валунники, галечники, пески разнозернистые, глинистые, супеси, суглинки вязкие, тяжелые. Мощность их до 30 м. Цвет осадков серый и темно-серый. Отложения несортированные, количество валунов достигает 40–65 %, размер до 0,4 м, окатанность хорошая. На многих валунах и крупных

гальках присутствуют ориентированные субпараллельно штрихи и бороздки.

Отложения боковой морены представлены валунными суглинками и галечниками. Количество валунов и гальки составляет до 60–80 % объема породы. Валуны (0,3–0,5 м, редко до 1,2–2,0 м) и галька представлены песчаниками, реже алевролитами, аргиллитами, редко кварцем. В морене встречаются линзы погребенного льда. Мощность до 50 м.

Спорово-пыльцевой спектр, выделенный из этих отложений, свидетельствует о развитии тундровой и тундрово-степной растительности с преобладанием спор плаунка сибирского (*Selaginella sibirica*), присутствие которого характерно для сурового, резко континентального климата [78].

Гляциофлювиальные отложения юглерского горизонта (fQ_{IIIjg}) развиты ограниченно, в виде небольших скоплений холмов на отложениях основной морены. Их образуют галечники, пески, пески с галькой. Мощность до 20 м. Галька средней окатанности, преимущественно песчаников, пески разнозернистые, буровато-серые [1ф].

В СПК в разрезе у оз. Сордоннох (правобережье р. Тумара) выявляется растительность полынно-злаковых степей и березовых ерников горно-тундрового типа, отражающих холодный и сухой климат [23ф].

Возраст накоплений принят на основании геоморфологического положения. Залегают эти отложения только в пределах трогов, располагающихся гипсометрически выше трогов, занимаемых более молодым, сартанским оледенением [1ф].

Аллювиальные отложения третьей и четвертой ступеней верхнего неоплейстоцена (a^2Q_{III3-4}) представлены аллювием II надпойменной террасы. Терраса аккумулятивная, высотой до 20 м над урезом воды. В составе отложений развиты суглинки, супеси, пески с галькой, валунами, линзами льда, галечники. Мощность до 20 м. Разрез чаще всего двуслойный. В верхней части преобладают пески средне- и мелкозернистые горизонтально- и косослоистые в сериях мощностью 1–2 м, среди которых встречаются прослойки суглинка, супеси. Нижнюю часть разреза слагают галечники, пески с галькой, валунами. На границе нижней и верхней частей присутствуют ледяные жилы и псевдоморфозы по ледяным жилам.

На р. Терют-Юрюйэ снизу вверх следуют: 1) галечники горизонтально-слоистые – 2,5 м; 2) пески серые с мелкой галькой – 1,6 м; 3) супеси темно-серые, глинистые – 2,0 м; 4) пески серые, темно-серые, с гравием – 1,8 м; 5) галечники с песком – 1,1 м; 6) суглинки с галькой, валунами – 2 м. Мощность 11 м.

На р. Бургабылы рассматриваемые отложения залегают на ровном коренном цоколе, относительная высота которого уменьшается вверх по течению. Состав их формируют пески разнозернистые темно-серые, с единичной галькой, слоистые. Мощность 3–5 м [23ф, 22ф].

СПК, выделенный из отложений, слагающих нижнюю часть разреза, содержит: ДК – 87 %, главным образом это – *Pinus pumila*, единично – *Picea*, *Pinus silvestris*, *Betula* кустарниковая, *Alnaster*; ТК – до 10 % (*Artemisia*, *Ericales*); СП – до 12 %. Спорово-пыльцевые спектры отражают ландшафты лесотундры [1ф]. Абсолютный возраст, определенный в разрезах на реках Нимингде, Ундюлюнг, Оручан, исчисляется 37–33 тыс. лет [130]. Данные спорово-пыльцевого анализа, определения абсолютного возраста и

аллювиальный характер отложений позволяет отнести их ко второй половине позднего неоплейстоцена.

Ледниковые и гляциофлювиальные образования жиганской стадии криостадиала кубалахского горизонта встречены в бассейнах рек Дянышка, Кюндюдей (правые притоки р. Лена), в межгорных впадинах и древних долинообразных понижениях междуречий притоков р. Бытантай (Бытаня, Тара-Сала, Аччыгый-Саккырыр, Лабыктанья, Ньюэле) и на выположенных участках склонов долины р. Бытантай и ее притоков (реки Бильях, Хобол и др.). Залегают они на коренных породах.

Ледниковые образования жиганской стадии криостадиала ($gQ_{III}žg$) представлены суглинками с валунами, галькой, гравием. Мощность до 20 м. Суглинки серые, темно-серые до черного, плотные. Количество суглинистого материала до 30 %. Изредка присутствуют линзы (до 3 м) супесей коричневато-серых легких, содержащих гравий, гальку, валуны и линзовидные прослои (до 0,3 м) песков серых, желтоватых мелкозернистых, с примесью гравия и гальки. Валуны (20–30 %), галька (50–60 %) и гравий (до 20 %) пород верхоянского терригенного комплекса. Размер валунов до 0,5 м, редко до 1,4 м. Окатанность грубообломочного материала хорошая. Часто галька и валуны несут следы волочения ледником.

Гляциофлювиальные отложения жиганской стадии криостадиала ($fQ_{III}žg$) слагают зандровые конусы перед фронтом морен. В их составе преобладают галечники и пески с галькой. Мощность до 10 м. Часто в галечнике заключены пласты и линзы песка темно-серого и черного с включением гальки разноразмерной.

Спорово-пыльцевыми спектрами для времени формирования морены жиганской стадии оледенения выявляется растительность холодного и достаточно сухого климата – ерниковых и моховых тундр [23ф, 22ф]. Радиоуглеродным датированием подстилающих и перекрывающих жиганскую морену отложений в бассейне р. Ундюлюнг установлено, что данная стадия оледенения происходила между 33 и 30 тыс. лет [130].

Отложения хетакагчанского горизонта распространены по всей изученной площади и представлены комплексом ледниковых, гляциофлювиальных и озерно-ледниковых образований. Кроме того, на изученной территории установлены ледниковые и гляциофлювиальные образования, связанные с улахан-кюельской, сегенехской, а также сегемдинской стадий криостадиала данного горизонта.

Ледниковые и гляциофлювиальные отложения улахан-кюельского и сегенехского криостадиалов имеют широкое распространение на территории. Они установлены в долинах и на водораздельных пространствах рек Бытантай, Хобол, Чуорка, а также сохранились на плоских междуречьях восточнее хр. Орулган, где покрывают их маломощным плащом, а местами образуют холмисто-грядовый рельеф. Аналогичные отложения сохранились участками по рекам Ундюлюнг, Батарынна и др.

Ледниковые отложения улахан-кюельского и сегенехского криостадиалов ($gQ_{III}uk-sgn$) включают в себя образования конечных и основных морен. Конечные морены этих стадий, как правило, сближены и разделение их затруднено. Они сложены валунными суглинками, валунниками, галечниками, песками. Мощность до 50 м. Валунные суглинки коричневато-серые, темно-серые до черного, комковатые и ком-

ковато-чешуйчатые, плотные. Валуны (0,5–0,7 м) и галька представлены породами верхоянского терригенного комплекса, преимущественно песчаниками (97–98 %), алевролитами, кварцем, магматическими породами. Окатанность валунов и гальки хорошая. Галька по форме разнообразная: сферическая, эллипсоидальная, караваяобразная, клиновидная, утюгообразная. На поверхности присутствуют штрихи и бороздки. Заполнителем является песок разнородный, серый и темно-серый. Пески разнородные содержат (до 20 %) гравий, гальку, отдельные валуны. Кроме того, в них наблюдаются суглинистые «катыши» (до 3–20 см) [75].

Основная морена (долина р. Бытантай, нижнее течение р. Хобол, правобережье р. Чуорка и ее притоки и др.) — это валунники, галечники с алевритами и песками. Мощность до 50 м. Содержание валунов в основной морене колеблется от 20 до 70 % объема породы. В бассейне рек Сериндях и Ньюэктаме морена приурочена к самому высокому гипсометрическому уровню, на 200 м над урезом воды. Характеризуется хорошей сохранностью ледниковых форм. На площади ледника развит полого-холмистый рельеф с крупными озерами, имеющими в плане неправильную форму. Холмы (высота 2–4 м) округлой формы, сложенные вязкими буровато-серыми суглинками со щебнем, галькой и валунами (до 0,7 м). Ледниковых шрамов на валунах не обнаружено. Галька песчаников (40–60 %) и алевролитов (30–40 %) окатана слабо [75].

Гляциофлювиальные отложения ($fQ_{III}uk-sgn$) развиты за фронтом конечной морены. По левобережью р. Бытантай они слагают береговой уступ высотой 22–30 м над руслом; на водоразделе рек Хобол и Чуорка сохранились реликты этих отложений в виде холмов высотой 15–20 м над поверхностью ледниковых накоплений. Состав — валунники, галечники с валунами. Общая мощность до 20 м [75].

СПК характеризуется следующими показателями: СП — 59–76 %, в основном *Selaginella sibirica*; ДК и ТК — единично и отражает скальную растительность каменистых тундр [1ф].

Ледниковые и гляциофлювиальные отложения сегемдинского криостадиала широко распространены на территории и развиты по долинам большинства крупных рек.

Ледниковые образования сегемдинского криостадиала ($gQ_{III}sg$) включают накопления конечных и основных морен. Конечноморенные осадки развиты преимущественно в предгорных частях долин рек Сынча, Нимингде, Собопол, Тарыннах, Ортоку-Сингни и др. Кроме того, в горной части установлены несколько конечноморенных валов, перегораживающих днища троговых долин (долина р. Хобол в среднем течении, долина р. Бытантай в районе оз. Ханайы и др.). В составе конечноморенных образований присутствуют валунные галечники с заполнителем из песков, валунно-галечные суглинки с линзовидными прослоями песков, гравия, гальки. Мощность до 70 м. Валуны (0,3–0,7 м) составляют до 10 % объема [75].

Основная морена наблюдается во впадинах оз. Дяйбалах, в долинах рек Кюэнех, Лыбалах, Бытантай, Хобол, Хоспох и др. На р. Хоспох установлено обнажение высотой 9–21 м, сложенное валунными галечниками с заполнителем из песков темно-серых разнородных с гравием и галькой, реже серой глины. Мощность до 10 м. Заполнитель составляет 30 % от объе-

ма. По параллельному расположению длинных осей уплощенных валунов заметна грубая горизонтальная слоистость. Валуны в основном мелкие, со слабой ледниковой штриховкой. На р. Хобол основная морена обнажается в береговых обрывах. В ее составе присутствуют суглинки валунно-галечные (только местные породы) с линзами и прослоями песков глинистых, черных, гравия и гальки [75].

Гляциофлювиальные накопления сегемдинского крио-стадиала (fQ_{IIIsg}) распространены почти повсеместно в долинах рек Собопол, Сулда-Тежакит, Токума, Кемюс, Кимпине, Чуорка, Хобол, Токур, Кюель-Сяне, Аталага, Бургабылы, Бырандя. Слагают гляциофлювиальные террасы высотой 6–10 м на малых реках и до 30 м на крупных (р. Собопол). В составе отложений галечники с прослоями валуников, песков. Мощность до 40 м. Галька состоит из песчаников (до 60 %), алевролитов (до 30 %), аргиллитов (20 %), изредка кварца, валуны – из песчаников [75].

Выделено два типа палинокомплексов. СПК I: ДК – 60–83 % (*Betula* куст., *Alnaster*), ТК – 5–25 % (*Ericales*), СП – 5–32 %; отражает лесотундровую растительность начала оледенения. СПК II: ДК и ТК в равных количествах (*Pinus pumila*, *Betula* куст.) и СП, содержащая *Polypodiaceae*; характеризует растительность кустарниковой тундры. На р. Ундюлюнг гляциофлювиальные отложения сегемдинской стадии датированы радиоуглеродным методом, со значениями в интервале 15,9–15 тыс. лет [130].

Кроме того, возраст накоплений всех трех стадий оледенения определяется их геоморфологическим положением: они вложены в трюги, сформировавшиеся в зырянских отложениях [75, 1ф].

Улахан-кюельская, сегенехская и сегемдинская стадии оледенения, оставившие краевые образования, были по сути стадиями задержек при сокращении ледников. Межстадиальные отложения на территории не установлены.

Ледниковые образования хетакагчанского горизонта (gQ_{IIIht}) включают накопления конечных, основных и каровых морен. Конечноморенные отложения развиты как в предгорных частях долин, так и в горной части, где часто перегораживают трюговые долины. В их составе присутствуют валунные суглинки, с линзами и прослоями песка, гравия, гальки. Мощность до 70 м. Отложения несортированные, цвет темно-серый. Содержание валунов достигает 70 %, их средний размер до 0,2–0,3 м. Валуны часто имеют уплощенную или утюгообразную форму со следами слабой штриховки и состоят из местных терригенных пород палеозоя и мезозоя [72].

Основная морена распространена в трюговых долинах всех крупных рек. Отложения основной морены часто по составу и строению ничем не отличаются от конечноморенных [72]. Мощность до 10 м. На перевальной седловине рек Ньюлее и Талалах, по бортам долин рек Талалах и Киенг-Юрях основная морена сохранилась в виде маломощного плаща до 5 м.

Отложения каровой морены сохранились на высотах 1400–1600 м, где выполняют днища цирков, слагая короткие дугообразные валы. Представлены беспорядочным скоплением глыб, несущих следы ледниковой обработки. Мощность до 60 м [72].

Гляциофлювиальные отложения хетакагчанского горизонта (fQ_{IIIht}) широко развиты в долине р. Бытантай, выше устья р. Хо-

бол, а также слагают аккумулятивные террасы в долинах рек Бильях, Ньюэле, Талалах. В составе накоплений распространены пески, галечники с валунами, линзы песков, гравийников. Мощность до 12 м. На р. Бытантай террасы имеют двучленное строение: нижний горизонт образуют галечники с валунами в песке мелкозернистом темно-сером, верхний горизонт — пески тонкозернистые темно-серые до черных, с редкой галькой и линзами гравия. Высота террас у бровки 10–12 м, у тылового шва — до 30 м. По долинам рек Сагандя, Ньюэктаме, Кысыл-Таас и др. гляциофлювиальные отложения слагают 10–20-метровые террасы смешанного типа. Сохранность плохая, обычно это — малопротяженные обрывы.

Озерно-ледниковые образования хетакагчанского горизонта ($lgQ_{III}ht$) вложены в основную морену. В их составе установлены пески, суглинки, супеси, прослой торфа. Мощность до 30 м. Пески преимущественно тонкозернистые, в верхней части присутствуют единичные прослой (0,1–0,3 м) грубозернистых песков. Цвет осадков серый и серовато-зеленый.

В долине р. Бытантай перед фронтом конечноморенных гряд озерно-ледниковыми осадками сложены береговые уступы реки высотой от 22 до 50 м, скрытые под оползнями и оплывинами. Отложения представлены песками мелко- и тонкозернистыми темно-серыми сортированными, горизонтальноносистыми, с редкими прослоями гравия и гальки. Видимая мощность до 30 м.

СПК, выделенные из ледниковых отложений, отличаются резким преобладанием спор (57,3 %), в т. ч. плаунка сибирского (46 %) и папортников (11,3 %). Пыльца ДК не превышает 16 % и состоит из хвойных и мелколиственных видов; среди ТК (26,7 %) преобладают гвоздичные. В палинокомплексах, выделенных из гляциофлювиальных отложений р. Джаран, абсолютно преобладают споры сибирского плаунка (90 %). Подобные спектры характеризуют холодолюбивую тундровую растительность [82]. Сартанский возраст рассматриваемых отложений установлен на основании того, что они выполняют трюги, врезанные в трюги зырянского времени. В них, в свою очередь, вложена I надпойменная терраса [73].

Верхнее звено—голоцен

Включает аллювиальные, пролювиальные отложения хетакагчанского горизонта—голоцена, озерно-аллювиальные, пролювиальные образования кубалахского горизонта—голоцена, аллювиальные отложения сартанского горизонта—раннего голоцена.

Аллювиальные, пролювиальные отложения хетакагчанского горизонта—голоцена развиты по всей площади и представлены аллювием I надпойменной террасы и пролювием конусов выноса.

Аллювиальные отложения I надпойменной террасы хетакагчанского горизонта—голоцена ($a^1Q_{III}ht-Q_H$) образованы галечниками и песками с прослоями супесей и ила. Мощность их до 11 м. От гляциофлювиальных образований они отличаются лучшей сортированностью и окатанностью крупнообломочного материала, более четко выраженной слоистостью. Высота террасы колеблется от 3,5 до 11 м. Терраса

чаще аккумулятивная, иногда имеет коренной цоколь до 3–4 м. Поверхность ее ровная, бровка и тыловой шов четко выражены. От высокой поймы отделяется уступом. Аллювиальные осадки вмещают непромышленные россыпи олова.

СПК, выделенный из верхней части террасы, отражает растительность лесотундры и характеризуется следующими показателями: ДК – 52–78 % (преобладает пыльца ольховника и берез, много *Pinus pumila*), ТК – 12 % (преобладают *Ericales*, *Artemisia*), СП – 10 % (преобладает *Sphagnum*) [45ф]. Из верхней части I надпойменной террасы получены голоценовые радиологические даты: на р. Дулгалах – 9,5–8,3 тыс. лет, на реках Ундюлюнг и Тумара – 9,2 тыс. лет [22ф]. Определения абсолютного возраста отложений I надпойменной террасы р. Бытантай, сделанные В. В. Колпаковым, укладываются в интервал 8,5–7,2 тыс. лет, что соответствует раннему голоцену. Кроме того, I надпойменная терраса прислонена к водно-ледниковой террасе последней стадии сартанского оледенения. Таким образом, накопление аллювия началось в послеледниковое время и закончилось до начала образования поймы [63].

Пролювиальные накопления конусов выноса хетакагчанского горизонта–голоцена ($pQ_{III}ht-Q_H$) приурочены к приустевой части рек и более мелких водотоков, прорезающих склоны долин. Сложены они песчано-галечными отложениями с валунами. Мощность до 10 м. Площадь конусов выноса в пределах первых квадратных километров. Размеры конусов и состав отложений зависят от длины и мощности создающего их водотока.

Озерно-аллювиальные накопления кубалахского горизонта–голоцена ($laQ_{III}kb-Q_H$) развиты в обширных плоских котловинах, расположенных в верховьях р. Тэнки, в долинах рек Бытантай, Ханнах и др. (северо-восточная часть территории листа). В составе отложений пески, супеси, суглинки, глины тонкослоистые. Мощность до 15 м. Цвет осадков серовато-желтый, слоистость тонкая горизонтальная и косая.

Пролювиальные образования кубалахского горизонта–голоцена ($pQ_{III}kb-Q_H$) слагают конусы выноса в долинах многих рек (бассейн рек Бытантай и Дулгалах). Конусы сформированы валунно-галечно-песчаными отложениями с прослоями супесей и суглинков, погребенных почв, содержащих пни деревьев. Мощность их до 15 м. В подмываемых бортах крупных конусов часто обнажаются грубослоистые отложения с линзами слабоокатанного галечника и прослоями супесей и суглинков. В верхней части конусов иногда появляется песчано-алевритистая глина с рассеянными щебнем, галькой и с клиньями льда, проникающими на глубину до 5 м [52ф].

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы сартанского горизонта–раннего голоцена ($a^1Q_{III}sr-Q_H^1$) образованы галечниками и песками с прослоями песка и ила, в галечниках песчаные жилы. Мощность их до 13 м.

Голоцен

Включает распространенные по всей территории аллювиальные и пролювиальные образования олевского горизонта.

Аллювиальные образования олевского горизонта ($aQ_{H,ol}$). В низкогорье и среднегорье протягиваются сплошной полосой вдоль русла и поймы рек, а в высокогорье располагаются в виде отдельных изолированных участков. В составе аллювия галечники, пески с валунами, илы. Мощность до 5 м. Аллювий крупных водотоков формируют галечный материал (60 %), редкие валуны, с песком мелко- и среднезернистым, мелких водотоков — галечники, песчано-илистые осадки. Аллювиальные отложения вмещают промышленные и непромышленные россыпи золота.

Проллювиальные накопления олевского горизонта ($pQ_{H,ol}$) слагают конусы выноса и приурочены к устьевым частям рек. Представлены дресвяно-галечными осадками с песчано-алевритовым заполнителем и включениями глыб, песками, суглинками. Мощность до 15 м. Отложения плохо сортированы. Почти всюду конусы выноса налегают на поверхность поймы и I надпойменной террасы и продолжают формироваться, что и определяет отнесение их к голоцену.

СПК, выделенные из аллювия, отражают растительность лесотундры: ДК — 50–54 % (ольховник, карликовая березка, кедровый стланик), ТК — 22–27 % (вересковые, злаки, осоки, полыни), СП — 24–28 % (в основном сфагнум и папоротники). Климат резко континентальный, близкий к современному [41ф]. Абсолютный возраст аллювия р. Бытантай составляет 3,3 тыс. лет, правых притоков р. Лена в ее среднем течении — 5,1–1,4 тыс. лет [22ф].

МАГМАТИЗМ. НЕСТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования на изученной территории имеют небольшое распространение и представлены мезозойскими интрузиями основного, среднего и кислого состава. В целом преобладают породы кислого и среднего состава, имеющие позднемезозойский возраст и формирующие в современном эрозионном срезе многочисленные дайки, редкие массивы и штоки коллизионных гранитоидов в центральных (Куранахский антиклинорий) и восточных (Сартангский синклинорий) районах региона. Среди них установлены следующие комплексы: позднеюрский диорит-долеритовый дербекинский(?), раннемеловые гранит-гранодиоритовый куранахский и диорит-гранодиоритовый дулгалахский. На основании геофизических данных и U-Pb датировок цирконов предполагается более широкое развитие гранитоидов на глубине, особенно вблизи свода Верхоянского мегантиклинория, охватывающего восточные части Орулганского и Куранахского антиклинориев. Здесь выделяется погребенный субмеридионально ориентированный (продольный) Западно-Верхоянский пояс гранитоидов, аналогичный более крупному и лучше выраженному Главному поясу гранитоидов Индигиро-Колымского района. Впервые он был намечен Л. М. Парфеновым [195], который включал в него гранитоиды Южного Верхоянья, массивы и поля даек центрального сектора Западного Верхоянья и граниты Кулара. Гранитоиды Сартангского синклинория концентрируются в основном в «поперечных» магматических рядах, протягивающихся на рассматриваемую территорию из восточнее расположенных районов. Кроме перечисленных юрско(?)–раннемеловых региональных петрографических подразделений, установлены позднемеловые пироксенит-якупирангитовый дянышкинский и лампрофир-диоритовый аркачанский комплексы, не обнаруживающие четкой структурной приуроченности. К наиболее ранним магматическим образованиям относятся раннетриасовые долериты ленского комплекса, территориально дистанцированные от позднемезозойских гранитоидов.

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Ленский комплекс долеритовый ($\beta T_1/l$) распространен главным образом в западной части Верхоянского мегантиклинория (Муосучанский район), где образует несколько разобренных полей, тяготеющих к присводовым частям и западным крыльям Орулганского, Куранахского и Бараинского антиклинориев (бассейны рек Соболах-Маян, Ундюлюнг, Дянышка, Келе).

Представлен он в основном силлами, реже дайками долеритов, образующими 1–2 залежи среди песчано-глинистых отложений нижнего и среднего карбона. Концентрируются они в ядрах и на крыльях крупных антиклиналей. По простиранию интрузии разветвляются или кулисообразно смещаются в разрезе. В целом силлы конформны вмещающим породам, иногда полого секут их под углом 3–5°. Протяженность их варьирует от первых до 40–45 км, мощность от 0,5 до 30–60 м. Отчетливо проявлено сокращение мощности тел до 1–2 м в восточном и юго-восточном направлениях.

Дайки чаще всего играют роль соединительных (магмоподводящих) каналов между силлами. Простирание их близширотное, северо-западное, иногда северо-восточное, залегание крутое. Протяженность обычно не превышает нескольких километров, мощность варьирует от долей метра до 10–15 м. В бассейне р. Нюлокит (Соболох-Ундюлонгское междуречье) ориентированная в северо-западном направлении дайка прорывает отложения среднего–верхнего карбона и нижней перми [78]. Падение ее вертикальное, протяженность 2,5 км, мощность 68 м. Разрывными нарушениями она разбита на отдельные блоки длиной 25–500 м.

Породы интрузий массивные, с пойкилоофитовой и долеритовой структурой, в эндоконтактах тонкозернистые, в средней части – мелкозернистые до среднезернистых. Вмещающие породы в экзоконтактах уплотнены и осветлены на расстояние до 2 м, иногда содержат новообразования хлорита, эпидота, карбонатов, серицита, сульфидов.

Состав интрузий комплекса однообразен. Преобладают зеленовато-серые долериты, сложенные плагиоклазом (№ 45–70) – 40–50 %, моноклинными пироксенами (пижонитом, авгитом) – 30–40 %, ромбическим пироксеном, биотитом (до 10 %); в подчиненном количестве присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, ильменит, титаномагнетит, единичные зерна циркона, апатита, рутила. Иногда отмечено стекло (до 5 %). Из вторичных минералов распространены псевдоморфозы альбита, хлорита, карбонат, бурая роговая обманка, актинолит. Степень вторичных изменений значительная, и долериты нередко превращены в актинолит-хлоритовые породы (метадолериты).

По своим петрохимическим характеристикам рассматриваемые образования ленского комплекса близки к среднему составу долеритов по Р. Дэли, относятся к нормальному ряду и калиево-натриевого типу щелочности, характеризуются умеренным содержанием двуокиси титана (табл. 1). Приближенно-количественным спектральным анализом (52 проб) в них установлены (г/т): Zn – 87, As – 33, Co – 12, Cu – 107, Sn – 0,6. По данным В. А. Амузинского, триасовые(?) долериты содержат Au в среднем 4,4–6,2 мг/т. С породами щелочно-базальтовых серий их роднит достаточно высокое (20–40 г/т) содержание рубидия [58]. В целом рассматриваемые образования отнесены к долеритовой формации.

Относительно возраста рассматриваемых магматических образований единой точки зрения не существует. Имеющиеся геохронологические данные (K-Ar метод) противоречивы, дают большой разброс цифр (от 142 до 483 млн лет) и не могут служить достаточным основанием для определения времени их формирования. Учитывая доскладчатый характер интрузий (конформность вмещающим породам), концентрацию их в отложениях карбона, близость петрохимических характеристик с базальтами в основа-

Химический состав долеритов ленского комплекса

Оксиды	Орулганский антиклинорий (среднее из 40 анализов)	Куранахский антиклинорий (среднее из 12 анализов)
	По С.В.Тищенко и др. [3]	По А.С.Урзову [2], Н.А.Цейдлеру и др.[6]
SiO ₂	47,6	48,26
TiO ₂	1,7	1,51
Al ₂ O ₃	15,7	14,97
Fe ₂ O ₃	2,2	2,95
FeO	10,3	9,73
MnO	0,2	0,21
MgO	6	6,32
CaO	10,3	9,75
Na ₂ O	2,1	2,12
K ₂ O	0,8	0,85
P ₂ O ₅	0,2	0,21
CO ₂	0,3	Не опр.
SO ₃	0,4	Не опр.
H ₂ O	0,3	0,17
п.п.п.	1,9	2,67
Сумма	100	99,72

нии индского яруса бассейна рек Нуора, Тумара, наличие радиоизотопных датировок в 238 ± 4 млн лет по р. Дянышка и 239 ± 4 ; 240 ± 18 млн лет по р. Хадарынья [179], большинство исследователей образование долеритов ленского комплекса относят к раннему триасу, увязывая их формирование с трапповым магматизмом на Сибирской платформе. Это мнение, в целом, подтверждается Sm-Nd датировкой силла долеритов (верхнее течение р. Дянышка), для которых по нашим материалам был получен конкордиевый возраст в 235 ± 45 млн лет. Вместе с тем, Ю. П. Ивенсен, В. А. Амузинский и др. [119], опираясь на отсутствие следов дислокационного метаморфизма, будинирования и рассланцевания в рассматриваемых долеритах, контроль местоположения полей распространения силлов диагональными разломами, наличие коленообразных изгибов пластовых тел, приуроченных к секущим слоистость трещинам, считают их постскладчатými, внедрившимися в поздне- или послескладчатые трещины. В противоположность этому мнению Г. С. Гусев и др. [241] не исключают средне-позднекаменноугольный возраст части долеритов, основываясь на особенностях их

химического состава, преимущественном распространении их в отложениях среднего и верхнего карбона. Эти соображения подкрепляются цифрами радиоизотопных датировок в 312–305 млн лет бассейна р. Куоланда [58]. Не располагая более современными датировками, время формирования интрузий ленского комплекса мы относим к раннему триасу.

Металлогеническая значимость рассматриваемых долеритов скорее всего невелика. С ними не связывается сколько-нибудь значимых концентраций полезных ископаемых, хотя некоторые геологи указывают на пространственную их связь с проявлениями золото-кварцевой формации [119]. В Куранахском антиклинории содержание в них большинства микроэлементов, по данным А. С. Урзова [80], находится ниже или близко к кларку основных пород, за исключением свинца и цинка, значения которых превышают кларк соответственно в 50 и 5 раз. Этот же автор указывает на наличие в висячих боках силлов по р. Дянышка мелкой вкрапленности сульфидов (иногда до 20–25 %), ширина зон которой в осадочных породах достигает 2 м, а в долеритах не более 0,5 м. Среди сульфидов диагностированы арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит, при этом содержания Pb, Zn, Cu обычно не превышают 1 %. Вместе с тем, долериты были инъецированы во вмещающие породы до формирования слабозолотоносных кварцевых жил с бедной сульфидной минерализацией (золото-кварцевая мало-сульфидная формация), поскольку последние рассекают триасовые силлы в бассейне р. Хадарынья [121].

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Дербекинский комплекс диорит-долеритовый ($\beta J_3 dr?$). К данному комплексу отнесены немногочисленные дайки, реже силлы андезитов (α), диорит-порфиров ($\delta\pi$), долеритов, дацитов (ξ), встречающихся среди верхнепалеозойских и мезозойских образований Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория. Преобладают породы среднего состава, основные и кислые встречаются крайне редко. Последние к рассматриваемому комплексу отнесены достаточно условно на основании близких структурно-морфологических характеристик и радиоизотопных датировок с породами среднего состава.

В Куранахском антиклинории интрузии данного комплекса концентрируются вблизи его восточной границы, в зоне Восточно-Верхоянского глубинного разлома. Здесь они формируют ориентированные преимущественно в северо-северо-западном направлении продольно-секущие тела, сложенные главным образом андезитами, иногда долеритами, возможно, диорит-порфиритами [81, 151], рассекающими верхнекаменноугольные и пермские отложения. Мощность даек варьирует от 1 до 20 м, протяженность от первых десятков метров до 1–2 км, редко до 3 км. Единичные дайки долеритов субширотного или северо-восточного направления отмечены в бассейне р. Дянышка и верховьях р. Аркачан [60, 61, 80]. Залегание их крутое, протяженность не превышает первых км, мощность до 10 м.

В Сартангском синклинории (бассейн верховьев р. Дулгалах) распространены в основном дайки андезитов, не обнаруживающие четкой структурной приуроченности. Они рассекают отложения перми, триаса и ниж-

ней—средней юры, ориентированы преимущественно в субширотном или северо-восточном направлении и имеют длину до 1 км при мощности до нескольких метров. В бассейне р. Бильлях и на Бильлях-Дулгалахском междуречье преобладающее распространение имеют дайки и силлы диорит-порфиритов; им резко подчинены дайки дацитов.

Диорит-порфириты концентрируются в верховьях левых притоков р. Дулгалах, где выделены как Екюччинский дайковый пояс [80]. По данным [120], они залегают преимущественно в виде силлов среди отложений нижней и средней юры и формируют полосу длиной более 20 км при ширине от 0,2 до 2 км. На севере пояса тела выходят за пределы ороговикованного поля, образованного скрытым на глубине массивом гранитоидов. Протяженность отдельных тел достигает 1,5 км, мощность варьирует от 2 до 12 м.

Единичные дайки кислого состава, отнесенные к дербекинскому комплексу, отмечены в бассейне р. Бильлях. Они слагают диагональные (северо-западные, северо-восточные) к осям складчатых структур тела протяженностью менее 1 км и мощностью не более первых метров [80]. Здесь также присутствуют дайки андезитов.

Основной особенностью пород рассматриваемого комплекса является их субвулканический облик и высокая степень аутометасоматических преобразований [120]. Обычно их отличают флюидальная, миндалекаменная текстуры, слабая степень раскристаллизации, наличие фрагментов стекла или продуктов их изменения, широкое развитие процессов пропилитизации, карбонатизации, хлоритизации, альбитизации.

Долериты распространены крайне ограниченно. Примером может служить дайка, описанная в бассейне р. Аркачан А. С. Урзовым [80]. Она выполнена зеленовато-серой породой с пойкилоофитовой структурой и афанитовой основной массой, сложенной мелкими лейстами плагиоклаза с более крупными сосюритизированными выделениями, зернами пироксена, аксессуарным рудным минералом. Эпимагматические образования представлены хлоритом, серицитом, карбонатами. Порода имеет субщелочной характер (сумма щелочей 6,72 %), калиево-натриевый тип щелочности при высоких значениях K_2O (3,32 %), низкое (0,8 %) содержание TiO_2 . Возможно, к этому же комплексу следует отнести маломощные (первые десятки см — 2 м), продольно ориентированные дайки долеритов в бассейне р. Дяньшкка (руч. Икячи), отличающиеся от триасовых пород резко выраженной калиевой специализацией.

Андезиты представлены темно-серыми, серыми, реже зеленовато-серыми породами с порфировой, гломеропорфировой структурой и пилотакситовой, гиалопилитовой, интерсертальной, местами трахитоидной структурой основной массы [76, 82, 151]. Текстура однородная, миндалекаменная, иногда флюидальная. Вкрапленники составляют до 30 % объема и представлены пироксеном, амфиболом, андезином. Основная масса выполнена лейстами и микролитами плагиоклаза (№ 40), хлоритизированным и карбонатизированным стеклом, зернами амфибола, пироксена, кварца, калиевого шпата, листочками биотита. Вторичные изменения выражены в развитии карбоната, хлорита, серицита, мусковита, иногда эпидота.

Диорит-порфириты распространены в основном в восточной части территории (Сартангский синклиний), в бассейне руч. Екючю (левый при-

ток р. Дулгалах). По данным Л. Н. Индолева [120], диорит-порфиры имеют палеотипный облик, сильно изменены вплоть до превращения в альбит-хлорит-карбонатно-кварцевые породы. Это мелкопорфировые олигофиновые, существенно плагиоклазовые (до 65 %) разновидности с призматически-зернистой или пилотакситовой структурой, отвечающие биотит-пироксен-роговообманковым андезитам или андезидацитам. Для них характерны постоянно наблюдаемая флюидальность и ориентированная миндалекаменная текстура. Основная масса кварцевых диорит-порфиров сложена листочками биотита, призмами роговой обманки, микролитами плагиоклаза и зернами кварца [76]. Во вкрапленниках отмечены плагиоклаз, кварц и биотит. Петрохимически рассматриваемые породы относятся к нормальному щелочному ряду и несколько пересыщены глиноземом (табл. 2).

Дациты представляют собой темно-серую породу, в которой основная масса сложена кислым вулканическим стеклом, частично раскристаллизованным [78]. Фенокристаллы размером до 5 мм образованы субпараллельно ориентированными табличками лабрадора (40–50 %), биотита (15 %), зернами зеленовато-бурой роговой обманки. Вторичные изменения про-

Таблица 2

**Химический состав пород позднеюрского дербекинского(?)
диорит-долеритового комплекса**

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	56,35	51,7	67,55	77,79
TiO ₂	1,00	0,8	0,34	0,27
Al ₂ O ₃	16,030	14,51	16,42	14,72
Fe ₂ O ₃	2,56	2,33	1,97	2,89
FeO	5,57	4,8	1,38	0,71
MnO	0,11	0,13	0,07	0,05
MgO	6,6	6,28	0,67	0,32
CaO	1,29	5,83	2,37	2,26
Na ₂ O	4,9	3,4	3,72	2,82
K ₂ O	0,65	3,32	2,95	3,63
P ₂ O ₅	0,29	0,18		0,11
SO ₃		0,17		
H ₂ O	0,72	0,44		
п.п.п	4	6,1	2,97	4,39
Сумма	100,07	99,99	100,41	99,97

1 – андезит (по 9 анализам), 2 – долерит (по 3 анализам), 3 – дацит (среднее из 3 анализов; по 8 анализам), 4 – дацит (по 6 анализам).

явились в замещении биотита хлоритом и в развитии по стеклу хлорита, цеолита, карбонатов.

Химический состав охарактеризованных выше пород представлен в табл. 2.

Отнесение рассмотренных пород к позднеюрскому дербекинскому диорит-долеритовому комплексу условно. Ряд геологических данных указывает на их более древний возраст по сравнению с гранитоидным магматизмом региона. К ним относятся: 1) разнообразный состав пород — от основных до кислых; 2) их субэффузивный характер и палеотипный облик; 3) отчетливо проявленный на некоторых участках структурный контроль складчатыми дислокациями (силлы р. Екючю) и продольно ориентированными разломами; 4) контактовый метаморфизм даек среднего состава (андезитов) раннемеловым Кус-Кюельским массивом гранитоидов [151] в зоне сочленения Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория (бассейн р. Аркачан), а также присутствие пород рассматриваемого комплекса вне полей роговиков, вызванных гранитоидным магматизмом.

Имеющиеся К-Аг определения возраста характеризуются большой дисперсией. Так, возраст долеритов по р. Дянышка (руч. Узкий) составляет 150 ± 1 млн лет [182], р. Аркачан определен в 126 ± 5 млн лет [80]; андезиты Эндыбальской рудоносной зоны датируются цифрой в 146 млн лет [148], дациты бассейна р. Бильях — 153 млн лет, биотит из дацита — 127 млн лет [120]. Возможно, эти цифры связаны с погрешностями метода либо отражают полихронный характер объекта и включение в него нескольких разновозрастных комплексов. Последующие исследования, выполненные на современном уровне, скорее всего, позволят уточнить геохронологический возраст рассматриваемых образований, но если приведенные выше соображения о времени их формирования справедливы, то независимо от абсолютных цифр (поздняя юра, ранний мел) внедрение этих пород должно быть более ранним, чем гранитоидов как Верхоянского продольного пояса, так и поперечных рядов на их западных окончаниях (Эге-Хайского, Северо- и Южно-Тирехтяхского).

В целом, мы разделяем точку зрения Л. Н. Индолева [120] о формировании на изученной территории пород догранитоидной (позднеюрской) гомодромной серии, отнесенных им к щелочно-габброидной (?), андезито-базальтовой и липарито-дацитовой формациям. В эволюционном плане это аналоги наиболее древних коллизионных образований позднемезозойского магматического цикла, проявившихся в Сартангском и Адычанском районах в виде позднеюрского дербекинского диорит-долеритового, а в Адыча-Тарынской зоне и Иньяли-Дебинском синклинории нера-бохапчинского комплекса «пестрых» (от основных до кислых) даек. С последним многие исследователи, начиная с Ю. А. Библина, связывают промышленную золотоносность Верхне-Индигирского и Центрально-Колымского районов.

На рассматриваемой территории металлогеническая специализация догранитоидных интрузий отчетливо не выражена. По аналогии с другими районами можно предполагать, что с ними связана по крайней мере часть жил золото-кварцевой малосульфидной формации, а также, возможно, золото-серебро-полиметаллические пластовые жилы Ньюэктаминского и Верхне-Эчийского рудных узлов, тела которых секутся кислыми дайками раннемелового куранахского комплекса [121].

Куранахский комплекс гранит-гранодиоритовый ($\gamma\delta K_1kr$) распространен достаточно широко в пределах Куранахского антиклинория, где представлен редкими массивами, небольшими штоками гранитоидов и связанными с ними многочисленными дайками, иногда силами. Среди последних наибольшим распространением пользуются гранодиорит-порфиры; им подчинены диорит-порфириты, кварцевые диорит-порфириты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры; лампрофиры слагают единичные тела. Интрузии концентрируются в сводовой части антиклинория (истоки рек Бытантай, Дянышка, Эчий, Ньюэктаме, Аркачан) и отражают наличие погребенных крупных тел, фиксируемых в гравитационном поле обширной зоной разуплотнения и многочисленными магнитными аномалиями изометричного или дугообразно-линейного типа.

Массивы и штоки гранитоидов приурочены к своду и восточному крылу антиклинория, где образуют ориентированную в северо-западном направлении цепочку выходов, в целом согласную с простиранием основных структур региона. С севера на юг располагаются Быйыттахский, Хобойоту-Эчийский, Кысыл-Тасский, Эндыбальский, Кус-Кюельский массивы и штоки, характеризующиеся разной степенью эрозионного среза.

Наиболее глубоко денудированным и крупным на данной территории является Хобойоту-Эчийский массив, размещенный в верховьях рек Хобойоту и Эчий. Он вытянут почти в северо-восточном направлении, занимает площадь около 150 км², прекрасно дешифрируется на МАКС и четко выражен в рельефе куполовидным поднятием с максимальными для района высотными отметками более 2000 м. В поле силы тяжести ему отвечает относительный гравитационный минимум овальной в плане формы, длинная ось которого ориентирована в северо-западном направлении. В аномальном магнитном поле массив совпадает с зоной отрицательных значений $nTл$, которая в виде подковы оконтурена с северо-запада, востока и юго-востока изометричными или линейно-вытянутыми положительными аномалиями амплитудой до 150–300 $nTл$ и более. Последние обусловлены присутствием во вмещающих контактово-измененных осадочных толщах пирротина, возникшего при преобразовании его из пирита при тепловом воздействии интрузии.

Контакты массива обычно круто (60–75°) наклонены под вмещающие породы, за исключением северо-западного ограничения [78]. Судя по наличию многочисленных апофиз, мелких штокообразных выходов на левобережье р. Хобойоту, широкому полю ороговикования, кровля массива здесь полого погружается на северо-запад (< 10–15°), соединяясь на глубине с Быйыттахским массивом. Ширина контактово-измененных пород вокруг Хобойоту-Эчийского массива составляет около 2,5–3,5 км, возрастая до 6–10 км на его северо-западном крыле. Вблизи массива контактовый метаморфизм проявлен в превращении песчаников в кварцитовидные породы, а алевролитов – в плотные массивные роговики черного цвета. По составу роговики амфибол-полевошпатово-кварцевые, мусковит-полевошпатово-кварцевые, биотит-кварцевые с пиритом и единичными знаками шеелита, кварц-полевошпатово-пироксеновые и полевошпатово-амфиболовые. На удалении от массива ороговикование выражено слабо и фиксируется наличием в цементе вмещающих пород альбита и мелкочешуйчатого биотита.

Большая часть Хобойоту-Эчийского массива сложена мелко-, среднезернистыми, иногда порфиroidными гранодиоритами, в меньшей мере гранитами. Перечисленные разности гранитоидов внешне неразличимы и представляют собой единую серию пород, связанных между собой постепенными переходами. Гранодиориты состоят (%) из калиевого полевого шпата (9–15), кварца (15–20), плагиоклаза № 32–36 (45–60); из темноцветных минералов отмечены биотит (до 15), роговая обманка (до 4). Среди аксессуаров присутствуют циркон, апатит, сфен. Граниты отличаются большим содержанием калиевого шпата и кварца, меньшим плагиоклаза.

Быйытахский массив расположен в бассейне р. Бынтай, на левом берегу его правого притока р. Отто-Быйытах. Площадь его выхода в современном срезе составляет около 1 км², но на глубине, вероятно, значительно больше, судя по широкому контуру окаймляющего массив ороговикованного поля. Состав слагающих его пород идентичен Хобойоту-Эчийскому массиву: в центральной части распространены граниты, в эндоконтактной – гранодиориты, гранодиорит-порфиры.

Кысыл-Тасский массив, обнаженный в современном эрозионном срезе в виде небольшого штока, размещен в верховьях одноименного ручья (левый приток р. Нюэктаме), в сводовой части Кыгылтасской антиклинали. Площадь его выхода составляет 200 × 60 м [79]. На глубине размеры массива значительно больше. Судя по геофизическим данным, он охватывает практически всю территорию между речья Чочимбал–Кысыл-Тас и истоков р. Чуора. В гравитационном поле он сопровождается субмеридиональной зоной разуплотнения, по интенсивности и размерам близкой к Хобойоту-Эчийскому относительному минимуму, а в магнитном поле – аномалией с величиной значений нТл более 200 единиц. Глубина залегания кровли массива варьирует от 500 до 2500 м. Наиболее его приподнятая часть трассируется на дневной поверхности полем ороговикованных пород площадью около 25 км². Внутренняя зона этого поля характеризуется довольно высокой степенью контактового метаморфизма и состоит из типичных массивных роговиков, в которых кроме биотита присутствует редкий кордиерит. Ширина ее около 100 м. Она сменяется зоной полосчатых или пятнистых ороговикованных серицитизированных пород шириной до 200 м с новообразованиями хлорита (до 10–15 %), железистого карбоната (до 10 %), рудных минералов (до 20 %), чаще всего пирротина, реже халькопирита, сфалерита. Внешняя зона (до 3 км) представлена осветленными породами, практически не метаморфизованными, содержащими сульфидную минерализацию.

Кысыл-Тасский шток и прилегающие к нему дайки-апофизы сложены массивными, плотными голубовато-серыми гранодиоритами и гранит-порфирами с порфиroidной текстурой и мелкозернистой основной массой кварц-полевошпатового состава. Вкрапленники, размером до 5–6 мм, состоят из полевого шпата и кварца. Минеральный состав пород (%): плагиоклаз (№ 39–42) – 40–60, кварц – 15–35, калиевый полевой шпат – до 15, темноцветные минералы (в основном, биотит) – 4–13. Из аксессуаров отмечены апатит, циркон, сфен, иногда магнетит. Геохимически рассматриваемые образования характеризуются повышенными (по сравнению с кларком по А. Виноградову) значениями Ag (в 340 раз), Pb (в 50 раз), Zn (в 40 раз), Mo (в 250 раз), Sn (в 22 раза), As (в 30 раз). Содержания Ni, W, Cu, Sb, В близки к кларку, Co и Sr – меньше кларка.

Эндыбальский массив прорывает отложения верхнего карбона (кыгыл-таска свита) и в современном эрозионном срезе имеет субширотную направленность [81, 151]. Площадь его выхода $0,7 \times 2$ км. Массив выполнен в основном гранодиорит-порфирами или кварцевыми порфирами, сменяющимися в восточной части эруптивной брекчией. Последняя состоит из обломков ороговикованных пород, иногда фельзит-порфиров, сцементированных фельзитовым материалом. В породах массива вкрапленники, размером $0,5-3$ мм, представлены кварцем, кислым плагиоклазом и биотитом (около 50 % объема). Основная масса имеет гранулитовую структуру и сложена тонкими ($0,01-0,02$ мм) частицами кварца, калиевого полевого шпата. Из аксессуарных минералов отмечены апатит, циркон, сфен.

Кус-Кюельский массив находится в верховьях р. Орогондя, где прорывает отложения нижней перми. В плане он имеет овальную форму (1800×800 м) с длинной осью, ориентированной по простиранию вмещающих пород. Площадь его выхода на поверхность около $1,5$ км². Массив выполнен в основном гранодиоритами, аналогичными таковым ранее описанных массивов, вблизи северо-западного контакта — кварцевыми диоритовыми порфиритами. По данным А. В. Костина и др. [152], он метаморфизует дайки среднего состава (позднеюрский дербекинский комплекс), а также диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов.

Химический состав пород массивов и штоков представлен в табл. 3.

Дайки, отнесенные к куранахскому комплексу, обычно сопровождаются гранитоидными массивами, веерообразно располагаясь по их периферии. Наиболее четко это выражено для Хобойоту-Эчийского и, частично, Эндыбальского массивов. Кроме того, они образуют отдельные свиты, ориентированные чаще всего в секущем (субширотном, северо-восточном), реже продольном (северо-западном) направлении. Последнее проявлено в бассейне руч. Чочимбал и вблизи границы Куранахского антиклинория с Сартангским синклиномом. Секущие рои даек тяготеют к ядру и присводовой части западного крыла антиклинория, практически не пересекают его восточную границу, ограничиваясь в своем распространении на восток Восточно-Верхоянским глубинным разломом, и представляют собой, по всей вероятности, зародыши «поперечных рядов», аналогичных таковым в Сартангском и Адычанском районах. Такие поперечные ряды даек намечаются вдоль р. Дянышка, на междуречье Дянышки и Аркачана, в истоках р. Аркачан, отражая наличие здесь ослабленных зон, входящих в Вилюйско-Полоусненскую систему глубинных разломов [172]. Совпадая по ориентировке с поперечными рядами Сартангского и Адычанского районов (Эге-Хайским, Северо- и Южно-Тирехтяхским), они тем не менее не трассируют их, а смещены на несколько десятков км. В сводной части Куранахского антиклинория и на его восточном крыле поперечные свиты даек выражены менее отчетливо либо исчезают. Интрузии приобретают здесь широтное, запад-северо-западное или северо-западное простирание.

Дайки имеют крутое или близвертикальное залегание, мощность от $0,8-1,5$ до $10-30$ м и протяженность от первых сотен метров до $6-8$ км. В бассейне руч. Чочимбал отмечены силлы длиной до $5-12$ км при мощности до $1-12$ м.

Диорит-порфириты (δл) и кварцевые диорит-порфириты (qδл) слагают в основном поперечно-секущие дайки, но присутствуют

Таблица 3

Химический состав пород раннемелового куранахского гранит-гранодиоритового комплекса

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	68,67	68,96	71,22	63,7	65,26	59,31	63,42	61,52	68,09	67,24	53,64	72,34	75,01
TiO ₂	0,54	0,45	0,36	0,52	0,62	0,9	0,54	0,62	0,4	0,31	1,25	0,38	0,05
Al ₂ O ₃	15,36	16,1	14,23	14,32	15,78	16,85	14,64	15,4	14,7	14,9	14,31	15,93	13,16
Fe ₂ O ₃	0,49	0,84	0,19	0,49	1,19	1,4	1,19	1,27	1,1	1,48	1,07	1,59	1,01
FeO	2,88	2,12	2,58	2,52	3,42	5,1	3	3,37	1,59	1,02	5,06	0,52	0,67
MnO	0,04	0,09	0,05	0,05	0,07	0,11	0,08	0,08	0,03	0,04	0,1	0,04	0,04
MgO	1,53	1,12	0,83	1,63	2,08	3,67	2,87	3,72	1,25	1,08	4,94	0,49	0,18
CaO	2,95	2,96	2,63	4,07	3,57	6,52	3,41	3,67	2,71	2,44	5,94	0,23	0,95
Na ₂ O	3,57	2,9	3,31	2,37	3,11	3,16	3,24	3,75	3,84	3,63	2,77	2,41	2,58
K ₂ O	3,5	2,21	3,34	3,21	3,76	2,27	3,3	3,3	3,38	3,46	3,77	3,89	3,91
H ₂ O	0,07	0,08	0,16	0,29	0	0,47	0,45	0	0	0,32	3,59	0,1	0,07
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,1	0,19	0,19	0,22	0,18	0,18	0,12	0,09	0,56	0	0
SO ₃	0,08	0	0	0,14	0	0	0,27	0	0	0,05	1,03	0	0
п.п.п	0,77	0,67	0,47	6,68	0,86	0,22	3,19	2,87	2,51	3,34	2,09	2,6	1,88
Сумма	100,28	99,51	99,47	100,28	99,91	100,2	99,56	99,75	99,72	99,4	100,12	100,52	99,52

1–3 – Хобойоту-Эчийский массив: **1** – гранодиориты, среднее из 3 анализов (5, 7), **2** – адамелит (5), **3** – граниты, среднее из 2 анализов (5, 7); **4** – гранодиорит, Кысыл-Тасский шток; **5–6** – Кус-Кюельский массив: **5** – гранодиориты, среднее из 2 анализов (7), **6** – кварцевый диоритовый порфирит, среднее из 4 анализов (7); **7–11** – дайки: **7** – диоритовых порфиритов, среднее из 9 анализов (3), **8** – кварцевых диоритовых порфиритов, среднее из 9 анализов (8), **9** – гранодиорит-порфиров, среднее из 12 анализов (8), **10** – гранит-порфиров, среднее из 5 анализов (3), **11** – лампрофиров (30); **12** – гранодиорит-порфир, Эндыбальский массив, **13** – кварцевый порфир, среднее из 2 анализов (7).

и в продольно ориентированных телах. Они имеют зеленовато-серую окраску, порфировое сложение и мелкозернистую основную массу. Вкрапленники (до 20–50 % объема породы) представлены плагиоклазом – андезитом (60–70 %), роговой обманкой, биотитом (20–30 %), иногда кварцем, редко клинопироксеном. Размер их варьирует от 1 до 3–5 мм. Этими же минералами сложена основная масса, имеющая гранобластовую и микрогранофировую структуру. При этом объем цветных минералов достигает 40 %. Размер зерен не превышает 0,2–0,4 мм. Породы сильно преобразованы автометаморфическими процессами, выражающимися в хлоритизации биотита, роговой обманки, в серицитизации и карбонатизации плагиоклаза и биотита. Контактные изменения в зальбандах даек невелики и фиксируются зонами осветления, слабой перекристаллизации и пиритизации вмещающих пород. Отмечены переходы диоритовых порфиритов в гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Вместе с тем, установлен факт метаморфизма продольной дайки диоритового порфирита Кысыл-Тасским штоком гранитоидов [80]. То же самое отмечают А. В. Костин с соавторами [151] для Кус-Кюельского массива.

Гранодиорит-порфиры (γδπ) и гранит-порфиры (γπ) концентрируются в обрамлении массивов, где слагают дайки-апофизы; в сводовой части и на восточном крыле антиклинория они чаще всего приурочены к поперечным или диагонально секущим телам, но встречаются и в продольно ориентированных дайках. В бассейне руч. Чочимбал они слагают силлы. Обычно это сильно измененные породы светло-желтого или светло-серого цвета с характерной тонкоплитчатой отдельностью, иногда обладающие флюидальной текстурой. Структура основной массы мелкозернистая до афанитовой. Во вкрапленниках преобладает (%) деанортизированный плагиоклаз (60–80), кварц (20–30); полностью хлоритизированные биотит и роговая обманка редки (3–5). Базис пород сложен тонкими лейстами плагиоклаза (олигоклаз–андезин) в кварц-полевошпатовой оторочке, зернами амфибола, пироксена, биотита размером до 0,1 мм. Из аксессуаров отмечены сфен, циркон, апатит, рудные минералы. Эпимагматические изменения проявлены в хлоритизации биотита и амфибола, серицитизации и сосюритизации плагиоклаза, карбонатизации и окварцевании основной массы. В рассматриваемых образованиях установлены повышенные содержания As, Sb, превышающие кларк для средних изверженных пород (по А. Виноградову) в 100 раз (75 анализов), Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, Sn – в 6–15 раз (8). Значения близкие к кларковым имеют Ni, Ge, Bi, W, Co.

Кварцевые порфиры (qπ) размещены главным образом по периметру Эндыбальского массива, имеют субэффузивный облик и иногда формируют сложнопостроенные тела, в том числе силлы. Дайки пересекают зону брекчий Эндыбальского массива, но далее не прослеживаются и даже причленяются к нему. Кварцевые порфиры характеризуются афанитовой и флюидальной текстурой, небольшим количеством вкрапленников, среди которых доминирует кварц. Основная масса микрофельзитовая и сферолитовая. Близкое строение имеют продольно ориентированные протяженные дайки кварцевых порфиров, не имеющих четко выраженных связей с массивами гранитоидов (бассейны рек Молодек в Куранахском антиклинории, Сомолкон и Эчий-Тирехтях в Сартангском синклинории). Протя-

женность дайковых тел достигает здесь 12–14 км, мощность 7 м. Возможно, они принадлежат к другому комплексу.

Дайки лампрофиров (χ), отнесенные Л. Н. Индолевым [120] к габбро-диоритовой формации, описаны вблизи экзоконтактов Хобойоту-Эчийского массива (бассейн р. Имтанджа). В данный комплекс включены также лампрофиры бассейна руч. Чочимбал. Лампрофиры диоритового ряда, кварцсодержащие, группируются в несколько крутопадающих субмеридиональных тел мощностью до 6 м. Кроме биотита и пироксена, в породе присутствуют вкрапленники плагиоклаза, редко роговой обманки, фенокристаллы кварца. В основной массе в переменном объеме отмечен калинатровый полевой шпат. Габбро-порфиритами сложены одиночные, но протяженные (до 7 км) дайки мощностью 1,5–10 м. Лампрофиры и габбро-порфириты несут следы контактового метаморфизма со стороны гранитоидов Хобойоту-Эчийского массива; одна из даек лампрофиров, по-видимому, пересечена гранодиорит-порфиром [120].

Химический состав даек, включенных в куранахский комплекс, представлен в табл. 3.

Приведенные данные указывают на то, что дайки гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов и кварцевых порфиров генетически связаны с выходящими на поверхность или погребенными массивами гранитоидов. Не так однозначна эта зависимость для даек диоритовых порфиритов и лампрофиров. Отмеченные случаи контактового метаморфизма их массивами, а также пересечение лампрофиров гранодиорит-порфирами [120] дают основание полагать, что по крайней мере часть из них имеет догранитоидный возраст. Следовательно, объем и ареал развития догранитоидного (позднеюрского дербекинского) магматизма в Куранахском антиклинории может быть на самом деле шире, чем представляется. В целом образования куранахского комплекса могут быть отнесены к гранит-гранодиоритовой формации.

Позднемезозойский (постскладчатый) возраст рассматриваемых образований определяется прежде всего секущими контактами с пликативными структурами территории. Геохронологические данные, основанные главным образом на многочисленных К-Аг датировках пород и минералов, дают широкий разброс цифр. Так, для Хобойоту-Эчийских гранитоидов они варьируют от 162 до 65 млн лет (56 определений), для Кус-Кюельского массива – от 123 до 100 млн лет (5 анализов) [120], для Быйыттахского массива дают цифры в 130 и 133 млн лет. Дайки гранодиорит-порфиров характеризуются дисперсией значений от 132 до 77 млн лет (24 анализа). Современная датировка пород Хобойоту-Эчийского массива ^{40}Ar – ^{39}Ar методом составляет 97 млн лет [243].

Нами выполнены U-Pb датировки цирконов Хобойоту-Эчийского массива и даек гранодиорит-порфиров бассейна р. Дянышка (руч. Чочимбал), а также Эндыбальского массива (шток Трубка) и обрамляющих его даек по материалам Г. Н. Гамянина. По форме и внутреннему строению изученные цирконы распадаются на три группы. Преобладают (1-я группа) кристаллы дипирамидально-призматического, призматического или дипирамидального габитуса, обычно сложного (полигенного) строения, состоящие из внутренней (ксеногенной) части и внешней оболочки, для которой характерна четкая, тонкая концентрически-зональная структура. Редки мо-

ногенные кристаллы (2-я группа) и окатанные (угловатые, эллипсоидальные) обломки (3-я группа). Ксеногенная (внутренняя) часть кристаллов сложного строения представлена призматическими кристаллами, обычно с несколько закругленными (оплавленными) гранями и зернами неправильной, угловатой или эллипсоидальной формы. Замеры выполнены для всех групп цирконов в лаборатории изотопных исследований ВСЕГЕИ на приборе Shrimp (аналитик Е. Лепехина). Выделяются в основном следующие группы возрастов, свойственные кристаллам простого и сложного строения. Резко доминируют цифры с возрастом 91,5–102 млн лет (76 замеров), для которых имеются 12 конкордиевых значений (от $94,1 \pm 1,3$ до $101 \pm 1,3$ млн лет). Эти цифры получены для моногенных кристаллов и внешних оболочек кристаллов сложного строения. Вторую группу образуют цифры с возрастом 113,9–127,4 млн лет (11 замеров). Для них получены четыре конкордиевых возраста в интервале от $117,3 \pm 2,6$ до $126 \pm 2,1$ млн лет. Третьей группе свойственны цифры от 130,1 до 146,9 млн лет, с тремя конкордиевыми значениями от $135,2 \pm 7,6$ до $145,1 \pm 8$ млн лет. Цифры второй и третьей групп возрастов характеризуют внутренние (ксеногенные) части полигенных цирконов и относятся к кристаллам со слегка оплавленными(?) гранями. Последние, по всей вероятности, экстрагированы из магматических пород.

Кроме перечисленных возрастных групп, отмечены цирконы с раннепротерозойским (от 1763 до 2579 млн лет; 11 замеров), рифейским (от 659 до 1657 млн лет; 9 замеров), среднепалеозойским (327–417 млн лет; 3 замера) и позднепалеозойским (236–316 млн лет; 5 замеров) возрастами. В большинстве случаев эти цирконы имеют окатанную форму и изъяты из подстилающих или вмещающих осадочных образований.

Представленные материалы позволяют сделать следующие выводы: 1) возникновение гранитоидов куранахского комплекса происходило вблизи границы раннего и позднего мела, в интервале 94–101 млн лет (конец альба–начало сеномана). Имея в виду, что внедрение могло осуществляться как в альбе, так и сеномане, мы до получения уточняющих данных сохраняем принятый в серийной легенде раннемеловой возраст рассматриваемых гранитоидов. Намечается более молодой возраст массивов по сравнению с дайками. Так, возраст Хобойоту-Эчийского массива составляет по U-Pb датировкам цирконов 94 млн лет, Эндыбальского (шток Трубка) – 97,7 млн лет; 2) более молодой возрастной диапазон формирования гранитоидов Куранахского антиклинория не дает оснований для выделения на данной территории эндыбальского гранитового комплекса, предусмотренного в Верхояно-Колымской и Верхоянской серийных легендах. Более кислые разности последнего скорее всего следует рассматривать как заключительные фазы развития куранахских гранитоидов; 3) предполагается наличие погребенных раннемеловых гранитоидов, формирование которых происходило в интервале 117–126 млн лет (барремский век) и 135–145 млн лет (валанжин–берриас), что подтверждается присутствием среди молодых (альб-сеноманских) цирконов ксеногенных кристаллов с соответствующими возрастными.

С массивами гранитоидов куранахского комплекса генетически связывают локализующиеся в них небольшие жилы молибденит-кварцевой формации и развитые в контактовых частях Хобойоту-Эчийского и Бый-

ыттахского массивов оловоносные грейзены [58, 121]. Более молодые сереброносные жилы касситерит-сульфидной формации секут дайки куранахских гранодиорит-порфириров. Вместе с тем, достаточно отчетлива пространственная связь промышленных серебро-полиметаллических жил Эндыбала с наиболее кислыми разностями рассматриваемых образований.

Дулгалахский комплекс диорит-гранодиоритовый ($\gamma\delta K_1 dl$) распространен в восточной части района (Сартангский синклиорий). Слагающие его образования среднего и кислого состава концентрируются в поперечных магматических рядах, отражающих скрытые глубинные разломы северо-восточной ориентировки (Вилуйско-Полоусненская система по К. Б. Мокшанцеву). Достаточно отчетливо устанавливаются западные фрагменты Эге-Хайского (Яно-Борулахского), Северо-Тирехтяхского и Южно-Тирехтяхского рядов. Они фиксируются узкими (до 10–15 км) полосами, в которых сосредоточены многочисленные дайки, мелкие массивы и штоки интрузий, участки ороговикованных пород. Интрузии проявлены в магнитном поле в виде небольших разобренных, изометричных или ориентированных на северо-восток положительных аномалий с величиной $nTл$ до 50–150 ед. В поле силы тяжести они выражены слабо, что скорее всего обусловлено небольшим объемом развитых здесь массивов. Поперечные ряды интрузий, выполненные телами дулгалахского комплекса, замыкаются вблизи западной границы Сартангского синклиория, практически не распространяясь в соседний Куранахский антиклинорий. Исключение, возможно, составляет Эге-Хайский (Яно-Борулахский) ряд, влияние которого определило в современном срезе в целом северо-восточную ориентировку Хобойоту-Эчийского массива и его крутой юго-восточный контакт.

Распределение дулгалахских интрузий в поперечных рядах носит узловый характер. Отчетливо выражены узлы, в которых среди полей ороговикования наряду с дайками присутствуют мелкие массивы гранитоидов: Тонголохский, Екюччинский, Меникенский, Ат-Юряхский в Эге-Хайском ряду; Мой-Юряхский, Кене-Юряхский, Тарыннахский в Северо-Тирехтяхском ряду. Намечаются дайковые узлы вне роговиковых полей: Хабахский на продолжении Дербек-Нельгесинского ряда, Усть-Быйытахский (р. Дулгалах), замыкающий с юго-запада Едегиччинский поперечный ряд, Нижне-Билляхский, отстоящий на 20–30 км к северу от Эге-Хайского ряда и, возможно, отражающий скрытый разлом северо-западной ориентировки. Большинство из магматических узлов, входящих в поперечные ряды, имеют рудоконтролирующее значение и определяют размещение в регионе редкометалльной (преимущественно оловорудной), сереброрудной и полиметаллической минерализации.

Массивы и штоки гранодиоритов дулгалахского комплекса обнажены в Тонголохском, Мой-Юряхском и Кене-Юряхском узлах. Они прорывают отложения среднего, верхнего триаса, образуют разрозненные выходы, площадь которых обычно составляет несколько сот квадратных метров. Контактные изменения выражены в превращении алевролитов в черные плотные роговики; песчаники осветлены, в цементе их присутствуют мелкочешуйчатый биотит, альбит [76]. Тела сложены главным образом гранодиоритами, иногда кварцевыми диоритами. Породы мелко- и среднезернистые, часто порфировидные; вблизи эндоконтактов переходят в гранодиорит-порфиры. Породообразующие минералы представлены (%)

плагиоклазом (№ 35–40) — 40, калиевым полевым шпатом — до 25, кварцем — 23, биотитом — 6, амфиболом, магнетитом. Из аксессуариев отмечены циркон, анатаз, рутил. Фенокристаллы образованы плагиоклазом, биотитом. Вторичные минералы представлены серицитом, сосюритизированным агрегатом, развивающимися по плагиоклазу; амфибол и биотит хлоритизированы и карбонатизированы.

Дайки, генетически связанные с массивами гранитоидов, размещаются в полях ороговикованных пород. Они пересекают отложения от пермского возраста до ранней—средней юры включительно и сложены диорит-порфиридами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами. Залегание тел крутое (70–80°), ориентировка разнообразная — от субширотной, северо-западной до близмеридиональной и северо-восточной. Последняя наиболее характерна для дайковых полей, локализуемых в Северо- и Южно-Тирехтяхском поперечных рядах. Протяженность даек варьирует от первых десятков метров до 1–1,5 км, изредка до 4–5 км, мощность — от 1–2 до 5–7 м, иногда до 15–20 м.

Диорит-порфириты (δп), переходящие в кварцевые диоритовые порфириты, распространены наиболее широко. Это породы зеленовато-серого цвета, порфиристого сложения с мелкозернистой основной массой. Вкрапленники длиной до 2 мм слагают 15–30 % объема и представлены таблитчатыми кристаллами андезина, роговой обманки, авгита, биотита, иногда кварца, псевдоморфозами карбоната, халцедона. Основная масса гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая, на периферии тел микролитовая, микропойкилитовая, редко крипнокристаллическая. Ее минеральный состав (%): плагиоклаз (андезин) — 30–70, биотит — 15–25, роговая обманка — 5–10, кварц. Из аксессуарных присутствуют циркон, апатит, сфен, рудный (пирит). Вторичные минералы — карбонаты, хлорит, серицит, пренит, эпидот, альбит, лейкоксен.

Гранодиорит-порфиры (γδп) и гранит-порфиры (γп) характеризуются относительной свежестью, крупнопорфировым строением, отсутствием флюидальности и миндалин. Вкрапленники (до 10 % объема породы) представлены (%) кварцем (до 45), калиевым полевым шпатом (15), плагиоклазом (до 25), биотитом (10), роговой обманкой (5). Основная масса полнокристаллическая и сложена кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, обыкновенной роговой обманкой, пиритом.

Кварцевые порфиры (γкп) встречены главным образом в Кене-Юряхском и Тарыннахском узлах Северо-Тирехтяхского поперечного ряда. Они включены в рассматриваемый комплекс условно, на основании их общей пространственной сближенности с порфиридами, гранодиорит- и гранит-порфирами, приуроченности к ороговикованным полям и преимущественно северо-восточной ориентировки. Это светло-серые породы с порфировым сложением и микросферолитовой, микрофельзитовой основной массой. Вкрапленники образуют до 5–20 % их объема и выполнены кварцем, кислым плагиоклазом, биотитом. Основная масса сложена тонкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом.

Химический состав гранитоидов дулгалахского комплекса отражен в табл. 4. Они принадлежат к известково-щелочной магматической серии, нормальному ряду с калиево-натриевым типом щелочности. По сравнению с аналогичными образованиями куранахского комплекса рассматриваемые

**Химический состав пород диорит-гранодиоритового
дулгалахского комплекса**

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	61,38	53,26	60,05	61,54	61,6	62,95	65,59
TiO ₂	0,6	1,1	0,52	0,68	0,64	0,43	0,45
Al ₂ O ₃	16,69	15,36	16,86	15,59	16,8	16,32	15,42
Fe ₂ O ₃	1,08	1,42	1,06	0,84	0,88	0,91	0,93
FeO	4,51	5,21	3,34	4,88	3,88	2,92	3,38
MnO	0,08	0,11	0,08	0,09	0,08	0,06	0,05
MgO	2,55	7,53	2,9	3,22	2,92	1,01	1,56
CaO	3,82	5,5	3,15	4,15	3,95	3,92	3,36
Na ₂ O	3,15	2,98	4,43	3,72	3,52	2,94	3,59
K ₂ O	2,27	2,83	2,6	2,56	2,93	2,16	2,96
P ₂ O ₅	0,13	0,32	0,14	0,2	0,19		0,1
H ₂ O		0,93	0,17		0,03		
SO ₃	0,38	0,04		0,04		0,04	
п.п.п.	2,56	3,19	4,51	2,02	2,68	5,94	2,24
Сумма	99,2	99,78	99,55	99,53	100,1	99,6	99,63

1 – массивы и штоки: гранодиориты, Тонголохский узел [4]; 2–7 – дайки: 2 – диорит-порфиры южной части Сартангского синклинория, среднее по 4 анализам [10], 3 – диорит-порфиры северной части Сартангского синклинория, среднее по 3 анализам [4, 7], 4 – кварцевые диорит-порфиры южной части Сартангского синклинория, среднее по 4 анализам [10], 5 – кварцевые диорит-порфиры северной части Сартангского синклинория, среднее по 2 анализам [10], 6 – гранит-порфир [4], 7 – гранодиорит-порфир, среднее по 6 анализам [14]

породы характеризуются пониженной кремнекислотностью и более высокой глиноземистостью. В целом они относятся к диорит-гранодиорит-гранитной формации, наиболее полно развитой в поперечных магматических рядах восточнее территории листа [244].

Ранняя возрастная граница формирования пород дулгалахского комплекса определяется их секущими контактами с вмещающими пермскими, триасовыми и ниже-среднеюрскими отложениями. К-Аг датировки немногочисленны; наиболее древние из них установлены для диоритовых порфиритов р. Дулгалах и Ат-Юряхского узла и составляют 150, 132, 118 млн лет [182, 181].

Имеющиеся геологические данные о соотношении интрузивных тел редки и противоречивы. По данным Ю. М. Сибирцева и др. [76], в ряде обнажений бассейна р. Дулгалах установлена относительная разновозраст-

ность более ранних даек гранит-порфиров и более поздних диоритовых порфиритов. Вместе с тем, на Атыр-Могинском проявлении выявлены разновозрастные (догранитоидные и послегранитоидные) дайки диоритовых порфиритов. Ю. В. Филимоновым здесь описаны гранодиориты (106 млн лет), которые секут диоритовые порфириды (132 млн лет) и сами пересекаются другой дайкой диоритовых порфиридов с К-Аг возрастом в 98 млн лет [181]. Последние не отличаются друг от друга ни по внешнему виду, ни по химическому составу. Эти данные свидетельствуют, по всей вероятности, о многофазном развитии интрузий дулгалахского комплекса, что вообще характерно для диорит-гранодиорит-гранитной формации поперечных магматических рядов [245].

С учетом имеющихся радиоизотопных датировок время формирования дулгалахских интрузий принимается, в определенной степени условно, ранне-меловым и скорее всего близсинхронным гранитоидам куранахского комплекса. В регионе с ними пространственно ассоциируют оловянная, молибденовая, вольфрамовая и полиметаллическая минерализации.

Дяньшкинский комплекс пироксенит-якупирангитовый (малых интрузий) ($\sigma K_2?d$) представлен несколькими дайками, установленными А. С. Урзовым, В. Е. Абелем [248] на западе Куранахского антиклинория (правобережье р. Дяньшка). Дайки сложены перовскитовыми оливинитами, обогащенными флогопитом и интенсивно серпентинизированными и карбонатизированными. Они приурочены к субширотной системе разрывов и рассекают отложения верхнего триаса. Мощность их до 3–4 м, протяженность до 2–4 км.

Породы имеют темно-зеленый до черного цвет и мелкопорфировый облик. Вкрапленники, составляющие 35–40 % объема, представлены оливином и псевдоморфозами по нему серпентина. Более редки крупные (до 1,5 см) оплавленные выделения флогопита. Микрзернистая основная масса выполнена (%) кристаллами оливина (80–85), флогопита (3–7) и обильной вкрапленностью титаномagnetита и перовскита (5–15). Реже присутствуют клинопироксен, ромбический пироксен, амфибол, мелилит. Наблюдаются единичные выделения граната (меланит, гроссуляр, альмандин, андрадит), рутила, сфена, циркона, турмалина, апатита. Среди вторичных минералов установлены карбонат, серпентин, хлорит, эпидот, лейкоксен.

Средний (4 пробы) химический состав пород (%): SiO_2 – 26,9; TiO_2 – 4,62; Al_2O_3 – 4,4; Cr_2O_3 – 0,1; Fe_2O_3 – 9,44; FeO – 4,9; MnO – 0,25; MgO – 21,06; NiO – 0,06; CaO – 14,87; Na_2O – 0,34; K_2O – 1,1; H_2O – 0,76; P_2O_5 – 0,55; SO_3 – 0,76; CO_2 – 4,91; п.п.п. – 4,98 (1). По химическому составу породы наиболее близки к пикритовам (по Е. В. Францессон) и субщелочным флогопитовым кимберлитам (по В. А. Богулькиной). В формационном плане мы относим их к щелочно-ультраосновной формации калиевого ряда.

Радиологический возраст (4 определения) пород дал цифры в 210–220 млн лет. Учитывая приуроченность тел к позднекладчатым субширотным разломам, формирование даек комплекса условно принимается позднемеловым, возможно, более молодым. Нельзя исключить, что среди гипсангидритовых штоков и жил, развитых среди каменноугольных и пермских отложений бассейна рек Собопол, Ундюлюнг, могут присутствовать карбонатиты [260]. В этом случае объем и ареал распространения щелочно-

ультраосновных пород дянышкинского комплекса на Западном Верхоянье должен быть существенно расширен.

Аркачанский комплекс лампрофир-диоритовый (малых интрузий) (χK_2a) распространен в пределах Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория, не обнаруживая заметной структурной приуроченности. Слагающие его тела встречаются как среди ороговикованных полей, так и за их пределами. Комплекс образован преимущественно единичными, разобщенными крутопадающими дайками лампрофиров, долеритов, иногда параллельными сериями даек. В единичных случаях установлены силлы. Некоторыми геологами отмечается присутствие умереннощелочных габброидов. Дайки имеют секущий характер и ориентированы диагонально или вкрест простирания вмещающих пород, главным образом в северо-восточном, реже северо-западном или субширотном направлениях. В зоне влияния Восточно-Верхоянского глубинного разлома они приобретают продольную ориентировку по отношению к развитым здесь основным структурам. Протяженность даек обычно не превышает 1–2 км, редко возрастая до 5–10 км, мощность варьирует от первых метров до 5–15 м. Контактное воздействие интрузий на осадочные образования незначительно и выражено в весьма слабом ороговиковании и уплотнении пород на расстоянии в 10–20 см от тел.

Лампрофиры (χ) наиболее широко распространены среди пород аркачанского комплекса. Представлены они главным образом спессартитами и керсантитами, реже отмечены камптониты. Это разномасштабные породы серого, темно-серого, зеленовато-серого, зеленовато-черного и темно-зеленого цвета, массивные или порфирирового сложения [76, 78, 77, 80, 82]. В спессартитах хаотически расположены призматические или игольчатые порфирировые вкрапленники роговой обманки, иногда биотита. Основная масса гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая и состоит (%) из плагиоклаза (40–60), роговой обманки (40–50), авгита (5–20), диопсида, энстатита и биотита (до 5). Эпигенетические минералы представлены серпентином, хлоритом, иддингситом, кальцитом.

Керсантиты имеют порфирировую текстуру с пилотакситовой, призматическизернистой или лампрофировой структурой основной массы. Характерно обилие биотита в виде чешуек размером до 1,5 см. Вкрапленники представлены оливином, пироксеном, роговой обманкой, биотитом. Минеральный состав основной массы (%): плагиоклаз (40–50), биотит (15–50), авгит (10), кварц (до 15), амфибол (до 5–8). Вторичные минералы – кальцит, серпентин, серицит, иддингсит, хлорит. Из аксессуариев присутствуют апатит, рутил, циркон.

Камптониты обычно средне-крупнозернистые, иногда встречаются миндалекаменные разности. В последних миндалинах имеют диаметр 1–5 мм и выполнены хлоритом и карбонатами. Структура пород гипидиоморфнозернистая; состав изменив даже в пределах одного тела. Из минералов отмечены (%) плагиоклаз (50–70), амфибол (до 10–35), пироксен авгит-диопсидового ряда (7–25), биотит (5–15). Среди аксессуариев установлены апатит, сфен, рудный.

Долериты (β) встречены в пределах Сартангского синклинория, чаще всего на Бильях-Дулгалахском междуречье. Преобладают оливин-пироксеновые порфирировидные разности с долеритовой или офитовой структу-

рой основной массы. Вкрапленники (5–20 % объема породы) размером до 0,5 мм представлены плагиоклазом (лабрадор–битовнит), оливином, моноклинным пироксеном, иногда нацело замещенными хлоритом и карбонатом. В основной массе отмечены (%) плагиоклаз (лабрадор) – 30–40, авгит – до 40, биотит – 10–15, энстатит – до 3, кварц. Из аксессуарных присутствуют апатит, циркон, иногда магнетит.

Химический состав пород аркачанского комплекса представлен в табл. 5. Они относятся к умереннощелочным, иногда щелочным разновидностям с калиево-натриевым или калиевым типом щелочности. С некоторой долей условности их можно отнести к формации щелочных габброидов и лампрофиров.

Возраст рассматриваемых образований определяется как послегранитоидный на основании следующих данных: 1) лампрофиры и долериты не обнаруживают связи с конкретными структурами района и в роговиковых полях не несут следов контактового метаморфизма (Индолев, 1979); 2) в бассейнах рек Дянышка (р. Демунджа) и Аркачан дайки лампрофиров содержат ксенолиты диорит-порфиритов и гранитоидов [80, 120], а верховьях р. Эчий секут дайки гранит-порфиров [78] куранахского комплекса; 3) в Тонголохском магматическом узле одна из даек лампрофиров рассекает силл гранит-порфиров [120] дулгалахского комплекса и содержит их ксенолиты.

Таблица 5

Химический состав пород аркачанского комплекса лампрофир-диоритового

Оксиды	1	2	3	4
SiO ₂	51,69	52,3	49,65	51,04
TiO ₂	1,21	1	0,75	1,2
Al ₂ O ₃	16,24	13,3	15,39	13,36
Fe ₂ O ₃	1,69	2,09	2,17	2,11
FeO	5,78	4,48	5,29	5,46
MnO	0,15	0,14	0,13	0,13
MgO	7,66	6,17	7,79	9,72
CaO	5,56	6,51	7,95	7,11
Na ₂ O	4,19	2,2	2,61	2,93
K ₂ O	2,38	3,62	2,52	3,31
P ₂ O ₅	0,31	0,34	0,17	0,41
H ₂ O	0,59	0,63	0,52	0,35
SO ₃		0,07	0,18	
п.п.п.	2,61	7,03	4,6	2,6
Сумма	100,06	99,88	99,72	99,73

1 – спессартиты, среднее из 9 анализов [10]; 2 – керсантиты, среднее из 9 анализов [4, 6, 8, 9, 10]; 3 – камптониты, среднее из 5 анализов [8]; 4 – долериты, среднее из 2 анализов [10].

Данные геохронологического возраста противоречивы и в ряде случаев не соответствуют геологическим наблюдениям. Так, в бассейне р. Дулгалах (Тонголохский узел) К–Аг методом для лампрофиров получены цифры 175, 157, 153, 144 млн лет, а долеритов – 124 млн лет [120]. Здесь же возраст биотита из спессартитов составляет 114 млн лет, а из керсантитов – 130 млн лет. В бассейне р. Улага К–Аг датировки долеритов показали 98 и 63 млн лет Sm–Nd изохронный возраст дайки лампрофиров бассейна р. Эчий, полученный в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ, дал цифру 85 ± 200 млн лет (при СКВО = 0,23).

В целом, большинство исследователей относят послегранитоидные лампрофиры и долериты к позднему мелу или палеогену. Учитывая то, что

формирование куранахских гранитоидов происходило скорее всего в конце раннего мела, возраст пород аркачанского комплекса датируется нами в соответствии с Верхояно-Колымской серийной легендой к Госгеолкарте-1000/3 и Верхоянской серийной легендой к Госгеолкарте-200 (второе издание) как позднемеловой, возможно, сантонский.

Рудная специализация аркачанских образований на территории листа не установлена.

Представленный материал позволяет осветить общую картину развития магматизма на изученной территории. Наиболее ранние его проявления (из установленных) связаны с вспышкой основного магматизма в начале триаса, имевшей место в западных частях региона. Она отражает импульс рассеянного рифтогенеза, более четко проявившегося на прилегающей части Сибирской платформы.

Основные проявления магматизма в регионе произошли в позднем мезозое, главным образом в раннем мелу, и обусловлены длительной коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом [195, 242]. Они привели к формированию Западно-Верхоянского продольного пояса гранитоидов и «поперечных» магматических рядов. Возникновение пояса связывается с внутрикоровой субдукцией и образованием систем фронтальных надвигов вдоль границы складчатой области с Сибирской платформой. «Поперечные» магматические ряды, направившиеся вблизи Главного гранитоидного пояса, с течением времени распространялись на запад. Об этом свидетельствуют современные изотопные данные по гранитоидам наиболее изученного Дербек-Нельгесинского ряда. Полученные ^{40}Ar - ^{39}Ar датировки закономерно уменьшаются от 132 млн лет вблизи Главного пояса до 124 млн лет на западном замыкании ряда [242] восточнее рассматриваемой территории. Скорее всего аналогичная закономерность имела место и для других рядов, протягивающихся на территорию листа (Эге-Хайский, Северо- и Южно-Тирехтяхский). Формирование их западных флангов было, в целом, близсинхронно развитию Западно-Верхоянского продольного пояса либо несколько запаздывало по отношению к последнему. Поэтому магматические комплексы «поперечных» рядов, достигая восточной границы пояса, как бы «утыкались» в нее и далее на запад почти не продолжались.

С данным интервалом времени связана основная промышленная минерализация региона – формирование месторождений и проявлений золота, серебра, олова, полиметаллов, а также, возможно, сурьмы и ртути.

Образование позднемеловых(?) щелочно-ультраосновных и лампрофировых комплексов (дянышкинский, аркачанский) происходило уже в иной геодинамической обстановке, обусловленной процессами деструкции при заложении Индигирского пояса растяжения земной коры [242].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На изученной территории развиты регионально-метаморфические, контактово-метаморфические и динамометаморфические, а также метасоматические образования.

Регионально-метаморфические образования проявлены в регионе достаточно широко, но слабо выражены, не контрастны, вследствие чего на геологической карте не показаны. Они представлены продуктами зеленосланцевой фации метаморфизма, наиболее четко диагностируемой преимущественно в палеозойских терригенных отложениях на значительном удалении от контактов интрузивных тел. Зеленосланцевая фация подразделяется на две субфации, устанавливаемые только под микроскопом по появлению индекс-минералов: кварц-альбит-серицит-хлоритовую и кварц-альбит-серицит-хлорит-биотитовую. Хлоритовая субфация имеет большее распространение, биотитовая встречается в виде небольших участков, вдоль зон повышенной проницаемости пород. Внешне регионально-метаморфизованные образования выглядят как типично осадочные, неизмененные породы, что крайне затрудняет их изучение и картографирование.

Процесс регионального метаморфизма связывается с глубинными тепловыми потоками, зарождающимися в верхней мантии на ранней стадии коллизии Североамериканской и Евроазиатской плит в кимеридж-титонском веках Поздней юры. Неравномерность теплового потока в период развития метаморфизма определялась скорее всего различной степенью проницаемости осадочного чехла: более высокого в зонах повышенной проницаемости (биотитовая субфация) и, в целом, низкого (хлоритовая субфация) на остальной площади.

Контактовый метаморфизм проявился позже регионального и связан с внедрением plutonic образований. Зоны роговиков и ороговикованных пород развиты главным образом вокруг массивов гранитоидов и в их надинтрузивных частях. Мощность зон контактового изменения зависит от мощности интрузивного тела и составляет (дайки и силлы) от первых сантиметров до 5 м и лишь местами достигает 25–30 м. Наиболее интенсивно контактовый метаморфизм проявился на контакте с Хобойоту-Эчийским массивом, где ширина контактово-измененных пород составляет около 2,5–3,5 км, возрастая до 6–10 км на его северо-западном крыле. Общая площадь контактово-метаморфизованных пород Кысыл-Тасского штока до 25 км².

Контактово-метаморфизованные терригенные образования отличаются от регионально-метаморфизованных пород характером и интенсивностью структурно-текстурной перестройки и совершенно иным минераль-

ным парагенезисом. По степени перекристаллизации выделяются амфибол-роговиковая и мусковит-роговиковая фации контактового метаморфизма, слагающие, соответственно, внутреннюю и внешнюю зоны экзо-контактового ореола. Внешняя граница проводится по появлению новообразованного контактового биотита, внутренняя — по исчезновению из минеральных парагенезисов полевых шпатов.

Амфибол-роговиковая фация отвечает зоне самого интенсивного прогресса метаморфизуемых пород. Она сформирована следующими минеральными парагенезисами: биотит—антофиллит—кварц—полевые шпаты, амфибол—кварц—полевые шпаты, мусковит—кварц—полевые шпаты, биотит—серицит—кварц—полевые шпаты, биотит—кварц—полевые шпаты—кордиерит. Породы представлены андалузит-кордиеритовыми, андалузит-кордиерит-биотитовыми, амфибол-плагиоклазовыми, плагиоклаз-биотит-кварцевыми роговиками и биотит-кордиеритовыми узловатыми сланцами. Текстуры пород пятнистые и беспорядочные, структуры — лепидогранобластовые, порфиробластовые.

Мусковит-роговиковая фация сложена следующими минеральными парагенезисами: серицит—биотит—кордиерит, биотит—кордиерит, биотит—кварц, серицит—кварц—биотит, серицит—биотит. Породы представлены кордиеритовыми и слюдястыми пятнистыми сланцами, ороговикоподобными песчаниками и алевролитами. Текстуры пород пятнистые и беспорядочные, структуры — порфиробластовые, лепидобластовые, бластопсаммитовые, бластомелавритовые.

Динамометаморфические образования установлены на участке сочленения Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория, в зоне Ньюктоминского разлома. Последняя осложнена системами опережающих кулисообразных малоамплитудных (0,5–2,0 км) надвигов северо-западного простирания, с падением плоскости сместителя на северо-восток. В зонах этих надвигов фиксируется полимиктовый сланцевый меланж. Матрикс меланжа сложен катаклазированными и тектонически дезинтегрированными алевролитами, песчанистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. В обломочной части (первые см — 5–7 м) присутствуют тектонически «окатанные» обломки «местных» песчаников и алевролитов, а также обломки микритовых известняков и магматических пород, среди которых отмечаются мелкозернистые биотитовые граниты и базальты. Зоны меланжа имеют мощность от 5,0 до 70,0 м, прослеживаются на расстояние до 1 км. Подобные тела установлены в бассейне рек Алгый, Турбалах (на карте не показаны ввиду незначительных размеров).

Гидротермальная деятельность на территории проявилась в метасоматическом изменении магматических и терригенных пород (скарнировании, грейзенизации, березитизации, аргиллизации) и образовании многочисленных кварцевых, кварцево-карбонатных и кварцево-сульфидных жил. Гидротермальный метасоматоз парагенетически связан с plutonic комплексами. Формирование его происходило в результате постмагматических метасоматических процессов в стадии кислотного выщелачивания и последующей субщелочной стадии с сопутствующим и сопряженным оруденением.

На участках контактового воздействия интрузий в терригенных породах, содержащих примесь карбонатного материала, проявились процессы скарнирования. Скарноиды и скарнированные породы, близкие по составу

ву к эпидот-диопсидовым скарнам, установлены на левобережье р. Орогондя на контакте с дайкой позднемеловых долеритов, у южного контакта Быйыттахского штока [65ф], а также в приконтактной зоне Хобойоту-Эчийского массива [13ф]. Размер тел скарнированных пород до 1–5 × 10,0–12,0 м (на карте не показаны ввиду незначительных размеров).

Скарноиды представлены светло-зеленовато-серыми массивными мелкозернистыми породами. Структура их гранобластовая. Сложены (%) моноклинным пироксеном (20–35), гранатом (2–5), полевыми шпатами (15–20), кварцем (5–10), кальцитом (20–40), встречаются зерна эпидот-цоизитовых минералов (1–2), сфена, лейкоксена, апатита, пирита. Вторичные изменения выражены в развитии серицита по плагиоклазу, слабой карбонатизации, окварцевании, развитии хлорита и амфибола по пироксенам.

В гранитоидах Хобойоту-Эчийского и Быйыттахского массивов, в дайках кислого и среднего состава, а также в ороговикованных осадочных породах развита грейзенизация пород, приуроченная к трещинам широтного и меридионального направлений и зонам повышенной трещиноватости, по которым развивается кварц с вкрапленностью сульфидов. Грейзены имеют слюдисто-турмалин-кварцевый состав и связаны с мусковит-кварцевыми грейзенизированными породами постепенными переходами. Представляют собой светло-серую существенно кварцевую породу с вкрапленниками полевых шпатов, мусковита и обычно содержат арсенопирит, пирротин, рутил, апатит и касситерит.

Березиты и аргиллизиты развиваются как по терригенным, так и по магматическим породам. В процессе березитизации по ассоциациям вновь образованных минералов выделяются две стадии: березиты и березитизированные породы стадии кислотного выщелачивания и относительно более поздней стадии субщелочного метасоматоза.

Березиты и березитизированные породы стадии кислотного выщелачивания развиваются главным образом по магматическим образованиям. При березитизации наблюдается осветление пород, появление светлых слюд, мучнистых образований, вкрапленников сульфидов, прожилков и жил кварца. Нередко березитизированные породы окрашены в красновато-бурые тона гидроокислами железа. Степень изменения неравномерная, и собственно березиты чаще всего слагают зальбанды кварцевых жил и мощность их зависит от мощности последних, изменяясь от нескольких сантиметров до первых метров и более.

Такой же характер изменения наблюдается и в терригенных породах. Березиты и березитизированные породы протягиваются в северо-западном направлении в виде полосы на 28–30 км от Кус-Кюельского массива гранитоидов при ширине 2,5–3 км. Наиболее полно березитизация проявлена в песчаниках и алевролитах, а также в брекчированных, разлинзованных и катаклазированных аргиллитах, углисто-глинистых сланцах. В зависимости от интенсивности изменения терригенные породы осветляются до светло-серого и белого цвета, нередко приобретают микропористую текстуру. Осветление происходит за счет замещения темноцветных минералов кварцем и светлой слюдой, а также глинистого цемента – светлой слюдой, кварцем, халцедоном.

В березитах и березитизированных магматических и терригенных породах стадии кислотного выщелачивания сопутствующее оруденение пред-

ставлено следующими минералами: пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, вольфрамитом, молибденитом, пирротинном, висмутином, густавитом, касситеритом, станнином, ковеллином, марматитом, бурнонитом, серебряно-висмутовыми теллуридами, иногда сфалеритом. При этом пирит, арсенопирит содержат дисперсное золото, серебро и повышенное количество кобальта, никеля, меди, цинка.

Березиты и березитизированные породы субщелочной стадии прослеживаются в северо-западном направлении на 34 км в виде полосы шириной от 0,7 до 2 км от оз. Кус-Кюель до р. Ньюэктаме. Кроме того, имеется ряд мелких участков на площади развития березитизированных пород кислой стадии. По ассоциации минералов среди метасоматитов выделяются две фации: кварц-альбитовая и кварц-карбонатная с сопряженным оруденением.

Метасоматиты кварц-альбитовой фации развиты в основном по терригенным породам и встречаются вдоль всей полосы распространения измененных пород субщелочной стадии. Эта фация является более ранней по отношению к метасоматитам кварц-карбонатной фации, так как нередко пересекается жилами и прожилками сидерита, маргансидерита и других карбонатов. Образования фации представлены маломощными (0,02–6 мм) прожилками и мелкими линзовидными телами мощностью до 10–40 см и протяженностью от первых метров до первых сотен метров. Внешне это серые тонкозернистые и плотные образования. Состав преимущественно кварцево-альбитовый. Из других минералов встречаются хлорит, турмалин, серицит; из рудных — пирит, арсенопирит, антимонит, ярозит, редко галенит, сфалерит. Отмечается более позднее наложение карбонатов, серицита, гидросерицита в виде секущих прожилков и вкрапленников. При формировании березитов и березитизированных пород кварц-альбитовой фации происходит обогащение их свинцом, цинком и мышьяком, что также подтверждается в них присутствием рудных минералов — галенита, сфалерита, арсенопирита, антимонита и пирита. Происходит вынос (мобилизация) серебра и висмута. В результате их перераспределения подготавливаются соответствующие условия для концентрации и переотложения в кварц-карбонатную фацию минералообразования.

Кварц-карбонатная фация метасоматитов развита как по магматическим, так и терригенным породам, и с ней связано основное оруденение. Ее тела пространственно совмещены с метасоматитами кварц-альбитовой фации, приурочены к одним и тем же тектоническим структурам и встречаются также на площади развития метасоматитов кислотной стадии в виде небольших изолированных полей. Обычно они накладываются на метасоматиты кислотной стадии по зонам катаклаза, развальцевания, будинажа, разлинзования, расланцевания, брекчирования в виде прожилково-вкрапленных образований, цемента брекчий. В меньшей степени они развиты в таких же тектонических структурах в неизмененных или слабо измененных терригенных и магматических породах.

Березитизированные в кварц-карбонатной фации магматические породы представляют собой светло-серые, почти белые, нередко с красновато-бурыми потеками гидроокислов железа, сильно трещиноватые образования с прожилками и вкрапленниками сидерита, маргансидерита и других карбонатов, кварца, нередко рудных минералов.

Березиты и березитизированные терригенные породы нередко осветлены, окрашены в бурые тона гидроокислами железа, во многих случаях трещиноватые, перемятые, рассланцованные, будинированные, разлинзованные, брекчированные, содержат жилы и прожилки; цемент в брекчиях карбонатного и кварц-карбонатного состава нередко с прожилково-вкрапленной рудной минерализацией. Протяженность измененных пород изменяется от первых сотен метров до 10–17 км, мощность — от первых метров до 25 м. При сближении ширина измененных пород достигает 2 км.

Метасоматиты аргиллизитовой формации развиваются также по магматическим и терригенным породам. Аргиллизиты замещают указанные породы, цементируют тектонические брекчии по ним, а также представлены прожилками и жилами мощностью от 0,1 до 10 см. Встречаются в основном на территории распространения березитизированных пород. Размещение их контролируется теми же структурами, что и метасоматитов березитовой формации. Среди аргиллизитов, образованных по магматическим породам, выделяются кварц-серицит-каолининовая, кварц-гидросерицит-каолининовая, кварц-гидросерицит-монтмориллонитовая, редко кварц-гидросерицит-каолинит-магнезитовая ассоциация минералов; по терригенным породам установлена кварц-гидросерицит-каолинит-магнезитовая ассоциация минералов. Формирование аргиллизитов, по-видимому, происходило одновременно с метасоматитами кислотной стадии березитовой формации или непосредственно после них под воздействием кислот, сравнительно низкотемпературных (200–50 °С) существенно водных растворов. О более позднем образовании аргиллизитов свидетельствуют факты цементирования и прожилкования ими брекчий березитов кислотной стадии. В свою очередь аргиллизиты секутся кальцитовыми прожилками, и в них встречаются реликты карбонатов субшелочной стадии березитизации.

Кроме указанных минеральных ассоциаций, встречаются в основном карбонаты и рудные. Они представлены кальцитом, доломитом, сидеритом, мангансидеритом, арсенопиритом, пиритом, сфалеритом. В этих минералах нередко наблюдаются включения обломков пород, реликтов более ранних минералов — полевых шпатов и др. [35ф].

С метасоматически измененными породами связана большая часть проявлений олова, золота и серебро-полиметаллических руд.

Возможно, что своеобразными гидротермальными метасоматическими образованиями являются кальцит-гипс-ангидритовые породы, слагающие штоки в долинах рек Арыччын, Ундюлюнг и Дябля, в бассейне среднего течения р. Соболох-Маян. Они концентрируются в осевых частях или на крыльях крупных антиклиналей, и почти во всех случаях наблюдается их приуроченность к разрывным нарушениям [119, 262].

Штоки прорывают отложения карбона и перми. Размеры их от 8–10 × 15–22 м до 80–150 × 500–600 м. Форма штоков в плане различная: неправильная, округлая, вытянутая. Контакты четкие, активные, мощность зоны измененных осадочных пород от 0,5 до 4 м. Контактные изменения выражены в осветлении и окварцевании и появлении новообразований (слюды, карбонат, ангидрит, пирит, реже магнетит). Ангидрит и карбонат иногда образуют мелкие жилы.

Для большинства тел характерно зональное строение. Зона эндоконтакта (от 1,5–2 до 15–40 м) сложена карбонатными брекчиями, представ-

ляющими собой сцементированные карбонатом обломки (от 1–2 до 60–80 см в поперечнике) сильно измененных вмещающих пород. Центральная часть штокообразных тел выполнена карбонатом или карбонатом и ангидритом, иногда гипсом. При небольших размерах тел брекчии слагают их полностью. Иногда при приближении к контакту гипс-ангидритовые породы приобретают четко выраженную полосчатую текстуру за счет чередования темно-серых существенно кальцитовых и светло-серых существенно гипсовых разностей. В непосредственной близости от контакта они на 70–80 % замещаются волокнисто-игольчатым гипсом. Мощность зоны гипсового метасоматоза около 10 м.

Карбонатные породы сложены тесно соприкасающимися зернами кальцита, реже анкерита; в небольшом количестве присутствуют кварц, альбит, мусковит, флогопит, биотит, рутил, сфен, турмалин, апатит, монацит, хлорит, гранат, эпидот–цоизит, лейкоксен, пирит, магнетит.

На междуречье Куоланда–Соболох–Маян штокообразное тело ангидрит-карбонатного состава прорывает пластовую интрузию долеритов. В ангидрит-карбонатной породе наблюдаются крупные ксенолиты нацело измененных долеритов, состоящих в основном из таблитчатых зерен скаполита. В скаполите отмечены включения зерен роговой обманки, выделения анальцима и хлорита, реликты плагиоклаза. Иногда по скаполиту развивается кальцит. Со штоками гипс-ангидрит-карбонатных пород связаны проявления редких земель [63, 77].

Породы жильной фазы. На территории листа выявлено большое количество кварцевых, кварцево-карбонатных и кварцево-сульфидных жил и зон прожилкования, повсеместно разобщенных с выходами интрузий и, возможно, связанных с нескрытыми эрозией массивами. Простираение жил северо-западное, северо-восточное, субширотное, реже субмеридиональное. Приурочены либо к мощным пластам песчаников, либо к контактам песчаников и алевролитов. Локализуются гидротермальные жилы в присводовых частях крупных антиклиналей, реже в осевых частях синклиналей, где иногда образуют поля развития площадью до 50 км².

Кроме образования жил, гидротермальная деятельность проявилась в цементации тектонических брекчий по зонам сбросо-сдвигов и зонам дробления в местах их пересечения. Полосы брекчий прослеживаются на 100 м и более при ширине до 8–10 м.

По структурно-морфологическим признакам выделяются простые жилы: согласные, диагонально- или поперечносекущие; и жильные тела сложного строения – системы жил, штокверки. Мощность простых жил от 0,1–0,2 до 5–6 м, иногда в раздувах – до 30 м; протяженность – от десятков метров до 100–300 м. Сложные жилы прослеживаются на несколько сот метров при ширине зон до 50–60 м.

Вещественный состав кварцевых жил: основной объем занимает кварц (сливной, сахаровидный, молочно-белый или ледяно-прозрачный) с кристаллами горного хрусталя. Второстепенные и редкие минералы: сидерит, хлорит, кальцит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенипирит, золото.

С кварцевыми жилами связаны рудопроявления свинца и цинка, ртути и сурьмы, вольфрама, золота и редких элементов. Часть кварцевых жил хрусталеносны.

Вещественный состав кварцево-карбонатных жил: кварц, сидерит, магнетит, реже кальцит. Рудные минералы: пирит, блеклая руда, сфалерит, га-

ленит, реже халькопирит и арсенопирит, пирротин. Вторичные минералы: малахит, азурит, куприт, халькозин, аргентит, медь самородная, серебро самородное, церуссит, смитсонит и различные гидроокислы марганца и железа.

С кварцево-карбонатными жилами и тектоническими брекчиями пространственно и генетически связаны проявления благородных, цветных и редких металлов.

Вмещающие породы на контакте с жилами изменены. Они осветлены и, как правило, рассечены многочисленными микроскопическими прожилками кварца, сидерита, кальцита. На контактах, осложненных тектоническими подвижками, встречаются микроскопические выделения редкоземельных фосфатов [72, 63, 75, 76, 77, 78, 79, 80].

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемая территория охватывает восточную погруженную окраину Северо-Азиатского кратона. Она расположена в районе сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Черского коллизионного орогенного пояса, локализованного на западе Верхояно-Колымской складчатой области. Верхояно-Черский коллизионный орогенный пояс представлен передовым фронтальным Верхоянским складчато-надвиговым поясом (ВСНП), структуры которого дислоцированы в процессе позднемезозойского тектогенеза образования одноименной пассивной континентальной окраины Северо-Азиатского кратона. Со стороны Сибирской платформы протягивается внутреннее крыло Приверхоянского краевого прогиба, формирование которого происходило синхронно с мезозойскими деформациями в Верхояно-Черском орогенном поясе. Структуры краевого прогиба представлены восточным крылом Собопольской впадины на северо-западе и Лунгхинско-Келинским прогибом на юге. На территории листа расположена центральная часть Западно-Верхоянского сектора ВСНП: южный фланг Орулганского сегмента, Куранахский сегмент и северный фланг Бараинского сегмента [194]. В пределах сектора различаются следующие тектонические зоны, характеризующиеся различным стилем пликативных и дизъюнктивных ансамблей (с запада на восток): 1) форланд ВСНП (или зона фронтальных надвигов), 2) осевая зона дуплекс-антиклинорий (южная часть Орулганского, Куранахский и северо-западная часть Бараинского антиклинорий) и 3) хинтерланд ВСНП (западная часть Сартангского синклиория и Быгантайское поперечное поднятие).

При проведении тектонического районирования, создании схем тектонической и глубинного строения в качестве основы использовались опубликованные карты и схемы [171, 170, 102, 189, 58, 199, 209], объяснительные записки к Государственным геологическим картам масштаба 1 : 200 000 и фондовые материалы по результатам геокартирования масштаба 1 : 50 000.

СТРУКТУРНЫЕ ЯРУСЫ

В вертикальном разрезе верхней части земной коры рассматриваемой территории выделяются следующие структурные ярусы: верхневизейско-верхнепермский, триас-нижнеюрский, средне-верхнеюрский, верхнеюрско-меловой и кайнозойский. Предполагается, что между донижнепротерозойским фундаментом и верхневизейско-верхнепермским ярусом могут находиться рифейско-нижнепалеозойский и девонско-нижневизейский

структурные ярусы, не обнажающиеся в этой части ВСНП и в прилегающих областях Сибирской платформы. В целом за основу выделения структурных ярусов берутся такие факторы, как изменение формационного состава отложений, проявления магматизма и несогласий, новообразование или замыкание ранее существовавших структур, изменение мощностей отложений и характера их распределения в пространстве.

Верхнепротерозойско-нижнепалеозойский структурный ярус

Его образования на дневной поверхности не обнажены, но предполагаются на глубине. Мощность яруса, рассчитанная по профильному геофизическому моделированию, составляет от 3–4 до 5–8 км [198, 199, 50ф]. Рифей-вендские терригенно-карбонатные толщи, как и нижнепалеозойские, вскрыты Дьяпальской скважиной в приустьевой части р. Лена, обнажаются на Туора-Сисском поднятии Хараулахского сегмента ВСНП и отсутствуют на Джарджанском поднятии (Джарджанская и Приленская скважины). К юго-востоку от исследованной территории толщи этого возраста известны в Южно-Верхоянском секторе ВСНП.

Ранее предполагалось, что рифейские образования практически на всей территории листа выполняли ограниченные сбросами рифтогенные прогибы [241, 259]. Однако в настоящее время значительную часть метаморфических образований, вскрытых в вышеупомянутых скважинах и относимых ранее к архейско-нижнепротерозойскому кристаллическому фундаменту, связывают с Лено-Алданским позднепротерозойским орогенным поясом [234]. Основанием этому служат находки в забое Ивановской скважины, расположенной к юго-востоку от исследованной территории в низовьях р. Алдан, бластомилонитов, метапесчаников и биотит-мусковитовых микрогнейсов, источником которых, согласно Sm-Nd датированию, служили породы двух возрастных групп – 2,5–2,2 и 1,4–1,0 млрд лет. На возможность присутствия кислых пород рифейского возраста на Джарджанском поднятии и в пределах предполагаемого орогенного пояса указывают находки крупных галек гранитов с K-Ar возрастом в 906–1337 млн лет в нижневизейских конгломератах к северу от территории листа (р. Ага-Кукан) [40]. Нижнепалеозойские карбонатные и терригенно-карбонатные породы этого яруса выходят на поверхность к западу от внешнего крыла Приверхоянского прогиба в пределах Сибирской платформы.

Девонско-нижневизейский структурный ярус

Образования этого структурного яруса также не обнажены на территории листа, но присутствие их предполагается на основании выходов в ядре Орулганского антиклинория штоков гипс-ангидритового состава. Возраст последних устанавливается по находкам в них ксенолитов известняков с остатками девонских кораллов [217, 177]. Эти образования приурочены либо к ядрам крупных антиклиналей, в которых обнажены наиболее древние породы нижнего карбона, либо к зонам разломов, как правило, надвигов. К северу от рассматриваемой площади породы данного структурного яруса, представленные

гипсами, ангидритами видимой мощностью более 600 м и пестроцветными терригенными породами видимой мощностью более 1000 м (атырканская и артыганская свиты), вскрываются в висячем крыле Орулганского надвига, аллохтонно перекрывая образования Уэль-Сиктяхского тектонического покрова [179, 207]. По существующим представлениям, образования этого яруса были сформированы в условиях континентального рифтогенеза, проявленного в то время на территории восточной части Северо-Азиатского кратона и сопровождавшегося накоплением эвапоритов и излияниями базальтов. Вероятно, в это время в процессе растяжения на исследованной территории происходило образование сбросов субмеридионального простирания, приведшее к расколам земной коры, формированию уступов, которые впоследствии влияли на позднепалеозойское—мезозойское осадконакопление. С заключительными стадиями рифтового этапа связываются известные в устье р. Лена нижневизейские «крестяхские» конгломераты с прослоями пепловых туфов, синхронные им глубоководные кремнистые отложения с пропластками гравититов атырдахской свиты и песчаники, известняки, конгломераты мощностью до 110 м агауканской свиты севера Орулганского антиклинория [40]. Предполагаемая мощность слагающих ярус образований в пределах листа оценивается в 1,5–2 км.

Верхневизейско-верхнепермский структурный ярус

В прилегающих районах Приверхоянского краевого прогиба верхние горизонты данного яруса вскрыты глубокой скважиной в ядре Усть-Вилюйской антиклинали и представлены верхнепермскими отложениями континентальной терригенной угленосной формации. В ВСНП отложения нижнего—среднего карбона распространены широко, слагают нижнюю часть верхоянского терригенного комплекса и вскрываются в ядрах Орулганского, Куранахского и Бараинского антиклинориев. Севернее рассматриваемой территории образования яруса трансгрессивно [1], иногда с несогласием и конгломератами в основании [209] перекрывают нижележащие породы. Это несогласие можно рассматривать как несогласие растяжения, знаменующее окончание рифтового и начало дрейфового этапа развития восточной части Северо-Азиатского кратона и собственно формирования Верхоянской пассивной континентальной окраины.

Верхнепалеозойские отложения верхоянского комплекса в пределах ВСНП относятся к морской терригенной флишоидной формации [146, 241], имеют большую мощность (до 14–26 км) и накапливались преимущественно в зоне лавинной седиментации [269, 266, 267, 268, 265, 180, 32], выполняя проксимальную часть одного из крупнейших на территории Восточной Азии морских палеобассейнов. Среди них устанавливаются существенно глинистые глубоководно-морские фации, сложенные песчано-алевритовыми отложениями континентального склона, реже песчаные осадки шельфа и подножий дельт. Более песчаные фации имеют меньшую мощность и представлены различными толщами (от морских до прибрежно-континентальных), содержащими как типично морскую фауну, так и флору. На западе территории в пределах внутреннего крыла Приверхоянского прогиба и зоны форланда ВСНП раннекаменноугольные отложения относятся к аллювиально-дельтовым фа-

циям, сменяясь вверх по разрезу, начиная со среднего карбона, фациями авандельт и внутреннего шельфа [267, 268, 269, 265]. Восточнее, в зоне дуплекс-антиклинориев, выделяются авандельтовые и шельфовые фации среднего карбона–нижней перми, сменяющиеся вышезалегающими отложениями склоновых фаций нижней и верхней перми. Резкий переход от песчаных шельфовых фаций к глинистым склоновым происходит на границе эчийской и тумаринской серий. Для последней характерно сочетание проксимальных турбидитов, зерновых и разжиженных потоков [154, 180]. Такая резкая смена фациальных обстановок толщ всего структурного яруса могла происходить вдоль сбросов консолидированного фундамента, образовавшихся во время среднепалеозойского рифтогенеза.

Характерной особенностью осадочных толщ является их цикличность [32]. Она связана с возвратно-поступательным движением береговой линии в результате эвстатических колебаний уровня моря на фоне постепенного выдвигения фронтальной части дельты в глубь палеобассейна и заполнения его осадочным материалом [34, 33, 31, 32]. Верхнепалеозойские отложения расчленены на семь мезоциклитов (секвенсов), отвечающих по времени примерно геологическому веку. Нижние части мезоциклитов сложены тонкозернистыми, а верхние – преимущественно песчаными породами. Закономерная смена по латерали морских тонкозернистых отложений прибрежно-морскими песчаными и снова существенно тонкозернистыми лагунными, озерно-болотными, иногда аллювиальными повторяется в любом мезоциклисте прибрежной части Верхоянского палеобассейна [32].

В разрезах, характеризующих глубоководную часть палеобассейна (зона дуплекс-антиклинориев, р. Дулгалах) нижние части мезоциклитов представлены преимущественно морскими алевролитами и аргиллитами. В их нижних частях расположены относительно более грубозернистые толщи. Наиболее тонкозернистые породы фиксируются обычно в верхней части нижней трети циклитов или в их середине и связаны с периодами максимального затопления территории при резком увеличении глубины бассейна. В отложениях подножия континентального склона отмечаются гравититы и олистостромы. Восточнее исследованной территории последние содержат олистолиты, представленные карбонатными биогермными постройками [91], которые могли образовываться на крае шельфа, в зонах его перехода к континентальному склону и впоследствии разрушаться турбидитовыми потоками и перемещаться к подножию склона. Верхние части мезоциклитов представлены прибрежно-морскими песчаными отложениями и песчаными «клинья» дельтовых фаций. В целом каждый из мезоциклитов отражает один из трансгрессивно-регрессивных этапов осадконакопления [32].

В зоне форланда также наблюдается смена фациальных обстановок с востока на запад и присутствие трансгрессивно-регрессивных этапов в данной части палеобассейна. Здесь во время максимумов регрессий накапливались прибрежно-континентальные, авандельтовые преимущественно тонкозернистые осадки, с редкими грубозернистыми врезами более высокодинамичных потоковых фаций. Большинство мезоциклитов венчается здесь существенно тонкозернистыми фациями лагун, эстуариев, пойм, прибрежных заболоченных озер, фиксирующих тонкими прослоями глинистого угля. Наиболее грубозернистые осадки отмечаются в середине верх-

них частей циклитов. Нижние части циклитов сложены прибрежно-морскими существенно тонкозернистыми осадками [32]. Толщи яруса вмещают раннетриасовые силлы ленского долеритового комплекса (базальт-долеритовая формация).

Отложения яруса деформированы совместно с вышележащими мезозойскими толщами в единые складчатые сооружения.

Триас-нижнеюрский структурный ярус

Образования структурного яруса, представленные триас-тоарскими отложениями, относятся к проксимальным толщам Верхоянской пассивной континентальной окраины, распространены в зонах форланда и хинтерланда ВСНП вдоль западных и восточных склонов Орулганского, Верхоянского хребтов. В зоне хинтерланда они выполняют Сартангский синклинорий. Отложения яруса занимали значительные пространства зоны дуплекс-антиклинориев в сводовой части Верхоянского хребта, но были размыты в процессе позднемезозойского тектогенеза и кайнозойского горообразования. Слагающие ярус толщи различаются по полноте разреза, литологии, фациальному, формационному составу, мощности. Характерна цикличность, выраженная чередованием трансгрессивно-регрессивных ритмов. Породы структурного яруса залегают повсеместно с размывом и стратиграфическим несогласием на различных горизонтах татарского яруса перми. Величина стратиграфического перерыва со стороны триаса устанавливается в объеме большей части раннего инда только на юго-востоке зоны хинтерланда. Несмотря на значительное количество публикаций, посвященных литологии, палеонтологии, стратиграфии и формационному анализу [50, 248, 119, 187], фациальный состав и седиментологические особенности триас-юрских толщ с позиций современных представлений рассматривались только в зоне хинтерланда [180].

Выделяются следующие формации. В Приверхоянском прогибе грубозернистые отложения триаса, вскрытые Усть-Вилюйской скважиной, представлены дельтовыми и аллювиальными фациями. Нижнетриасовые толщи характеризуются значительным присутствием красноцветов, туффитов и, реже, эффузивов основного состава и относятся к прибрежно-морской вулканогенно-терригенной формации (около 1000 м). В зоне форланда ВСНП отложения нижнего триаса генетически тесно связаны с одновозрастными толщами Сибирской платформы. Они выделяются в качестве морской терригенно-вулканогенной формации на основании присутствия туфов, туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, покровов базальтов (более 30 м) ленского магматического комплекса, а в разрезах зоны хинтерланда – прослоев туфопесчаников. Мощность формации уменьшается от 470–1100 м (зона форланда) до 400–960 м (зона хинтерланда) по удалению от края континента. Базиты ленского комплекса относятся к базальт-долеритовой формации и связаны с процессами рассеянного рифтогенеза, синхронного плюмовому трапповому магматизму запада Сибирской платформы. На западе Сартангского синклинория дельтовые фации сменяются шельфовыми, склоновыми и нижних частей конусов выноса континентального склона. Отмечаются дистальные турбидиты, хаотические комп-

лексы склона и конденсированные разрезы его подножия [180]. На северо-востоке Сартангского синклинория установлены фации конденсированных разрезов подножия пассивной окраины и мощность формации сокращается до 250–300 м.

Вышележащие отложения яруса в Приверхоянском прогибе принадлежат к прибрежно-морской терригенной формации, трансгрессивно перекрывающей нижележащую. Ее мощность в пределах яруса составляет около 800 м. В зонах форланда и хинтерланда она по латерали замещается морской терригенной флишоидной формацией. На западе зоны форланда эта формация также залегает трансгрессивно, но на востоке зоны размыв не фиксируется, а в зоне хинтерланда имеет локальное распространение. В зоне форланда развиты прибрежные и дельтовые фации, сменяющиеся к востоку фациями дельтовой равнины, междельтовыми, авандельты и внутреннего шельфа. Здесь отмечаются локальные размывы в верхнем триасе, но наиболее крупный приурочен к рубежу нория и рэта. Это региональное несогласие – результат обширной рэтской трансгрессии на западе пассивной окраины, приведшей к размыву значительной части разреза норийского яруса. Величина размыва достигает максимума в Приверхоянском прогибе и уменьшается в восточном направлении. Наиболее мощная геттанг-плинсбахская толща, накапливавшаяся в условиях авандельты, перекрыта позднеплинсбахскими относительно глубоководными отложениями, указывающими на обширную трансгрессию этого времени, достигшую максимума в тоаре. Мощность формации увеличивается в восточном направлении от 600–700 до 1700–2300 м.

В зоне хинтерланда формация представлена в нижней части (средний триас) более глубоководными фациями – верхней части склона, склоновых террас и подножия склона; различного типа турбидитами, зерновыми и дебризными потоками. Верхняя часть формации сложена регрессивно залегающими авандельтовыми фациями и верхненорийско-рэтскими фациями верхней сублиторали, свидетельствующими об обмелении бассейна осадконакопления [180]. Здесь отмечаются локальные размывы в верхнем триасе, крупнейший из которых зафиксирован на северо-востоке Сартангского синклинория. Предполагаемая величина стратиграфического перерыва устанавливается в объеме большей части нижнего карния. На западе Сартангского синклинория мощность формации варьирует от 1500 до 3000 м, увеличиваясь к северо-востоку до 3000–5300 м.

В целом характер распространения фаций показывает, что осадочная призма, сложенная породами этого структурного яруса, отчетливо смещена к северо-востоку относительно края прогиба каменноугольно-пермского возраста, что было вызвано проградацией клиньев осадочных толщ в сторону открытого океана. Отложения структурного яруса деформированы вместе с вышележащими мезозойскими толщами в единые складчатые сооружения. Высказываемые предположения о начале формирования складчатости на рубеже перми и триаса [50, 119, 9, 266, 8], основанные на противоречивых К-Аг датировках секущих складчатость даек основного состава в северной части Орулганского антиклинория (за пределами листа карты), не подтверждаются современными структурными и изотопными данными.

Средне-верхнеюрский структурный ярус

К его образованиям отнесены аален-оксфордские отложения Приверхоянского прогиба, тектонических зон форланда и хинтерланда. Их отсутствие в осевой части Верхоянского хребта предположительно объясняется размывом в кайнозойское время.

Толщи нижней части яруса трансгрессивно залегают на нижележащих отложениях. В центральной части зоны форланда и в зоне хинтерланда полностью размыты породы тоарского яруса, верхняя часть которого сохранилась лишь на северо-западе зоны форланда. На юго-востоке зоны форланда отсутствуют и ааленские слои, но в Приверхоянском прогибе это несогласие не установлено.

Выделяются следующие формации. В Приверхоянском прогибе Усть-Виллюйской скважиной вскрыта аален-среднебатская прибрежно-морская терригенная формация, представленная фациями средней и верхней сублиторали. Мощность формации здесь составляет 180–270 м. Верхнебатско-оксфордские отложения относятся к континентальной терригенной угленосной лимнической и паралической формации. Она представлена фациями лагун, эстуариев, пойм, прибрежных заболоченных озер и аллювиальными. Мощность формации в пределах структурного яруса оценивается в 200–300 м.

В зонах форланда и хинтерланда выделяется аален-среднебатская морская терригенная формация, представляющая ритм, начинающийся с относительно глубоководных фаций и заканчивающийся набором фаций мелкого моря. В зоне форланда преобладают фации внутреннего шельфа. В верхах формации возрастает роль континентальных фаций, в отложениях повсеместно присутствуют углистый детрит и линзы каменного угля. В зоне хинтерланда распознаются среднеюрские фации внутреннего шельфа, сменяющиеся вверх по разрезу фациями лагун [180]. Мощность формации изменяется от 200–260 м в центральной части и на юго-западе зоны форланда до 600–725 м на ее северо-западном фланге и увеличивается до 930–1100 м в зоне хинтерланда.

Прибрежно-морская терригенная формация бат-оксфордского возраста выделена только во фронте зоны форланда и представлена аллювиальными, озерными и лагунными фациями. Она сменяет по латерали в восточном направлении континентальную терригенную угленосную лимническую и паралическую формацию Приверхоянского прогиба. Мощность формации варьирует от 100–480 м на северо-западе зоны форланда до 200–250 м в ее центральной части и на юго-востоке.

В формировании этого структурного яруса наблюдается дальнейшее смещение области максимального прогибания и проградации пассивной окраины в северо-восточном направлении. Отложения структурного яруса деформированы вместе с вышележащими мезозойскими толщами в единые складчатые сооружения.

Верхнеюрско-меловой структурный ярус

Образования яруса присутствуют в Приверхоянском прогибе и во фронтальной части зоны форланда. На северо-западе последней толщи волж-

ского возраста, залегающие в основании яруса и отнесенные к прибрежно-морской терригенной формации (100–280 м), трансгрессивно покрывают отложения нижележащего яруса. Здесь установлен размыв большей части верхнекимериджских отложений, не фиксируемый в других районах зоны форланда. По латерали образования этой формации сменяются в Приверхоянском прогибе, в центральной части зоны форланда и на его юго-восточном фланге регрессивной континентальной терригенной угленосной лимнической и паралической формацией, охватывающей волжский ярус и нижний мел до готерива включительно. Основными фациями являются аллювиальные и озерно-аллювиальные, реже (в нижней части формации) – прибрежно-морские. Мощность формации оценивается в 1500–2000 м. Ее образование происходило синхронно с раннеколлизийным этапом столкновения восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента, началом формирования передовой зоны Верхояно-Черского коллизийного орогенного пояса [196, 198] и собственно Приверхоянского краевого (передового) прогиба.

В пределах центральной части зоны форланда не позднее второй половины поздней юры были сформированы первые растущие конседиментационные рамповые складки, которые западнее, во фронте тектонической зоны, начали образовываться не позднее середины апта [281, 54]. Тем не менее, основной снос осадков в этот период времени происходил со стороны платформ [55]. Синхронно образованию этой осадочной формации происходило внедрение «пестрых» по составу даек неясной формационной принадлежности позднеюрского диорит-долеритового дербекинско(?) комплекса, раннемеловых массивов, штоков и даек гранит-гранодиоритовой формации (куранахский комплекс) и диорит-гранодиорит-гранитовой формации (дулгалахский комплекс). Полученные новые U-Pb изотопные датировки магматических цирконов из гранитоидов куранахского комплекса свидетельствуют об их внедрении на рубеже раннего и позднего мела, в интервале 94–101 млн лет. Это хорошо соотносится с ранее определенными $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датами по биотиту ($93 \pm 0,8$ млн лет) и роговой обманке (97 ± 2 млн лет) из гранодиоритов крупнейшего в Западном Верхоянье Хобойоту-Эчийского массива и может свидетельствовать об относительно быстром его остывании (около $50^\circ\text{C}/\text{млн лет}$), происходившем в сеномане [204]. Кроме того, на основе U-Pb датирования ксеногенных цирконов из пород куранахского комплекса предполагается присутствие нескрытых эрозией раннемеловых гранитоидов. Их формирование происходило в интервале 135–145 млн лет (валанжин–берриас) и 117–126 млн лет (барремский век), синхронно расположенным к востоку от рамки листа Главному батолитовому поясу ядра Верхояно-Черского коллизийного орогенного пояса и поперечным поясам гранитоидов зоны хинтерланда ВСНП соответственно. Образование этих магматических формаций и конседиментационных складок связано с первым импульсом тектонических перемещений раннеколлизийного этапа орогенеза.

Выше залегает континентальная терригенная угленосная молассовая формация баррем-маастрихтского возраста, сложенная в основном грубообломочными аллювиальными и озерно-болотными фациями. Характерной чертой формации является изменение генерального направления сноса осадков в Приверхоянский прогиб с западного на восточное – со стороны ВСНП [55].

Эта инверсия области питания осадочного бассейна связана с поднятием территории в районе современного Верхоянского хребта в позднеколлизийный этап формирования Верхояно-Черского орогенного пояса, когда образовались основные складчатые и разрывные структуры региона. Мощность меловой молассы в пределах изученной территории оценивается в 3000–3500 м, но западнее рамки листа она возрастает до 4 км и более [55]. В конце мела—начале кайнозоя(?) восточнее происходило внедрение позднемеловых—кайнозойских даек формаций щелочных габброидов и лампрофиров (аркачанский комплекс) и щелочно-ультраосновной калиевого ряда (дянышкинский комплекс). Образование этих магматических комплексов происходило синхронно с формированием Индигирского пояса растяжения на начальных этапах раскрытия Евразийского океанического бассейна и заложения спредингового хребта Гаккеля [247]. Альтернативным является предположение о связи этих процессов растяжения с коллапсом Верхояно-Черского коллизийного орогена на заключительной тафрогенной стадии его развития [51, 250].

Описание дислокационных образований приводится в разделе «Складчатые и разрывные структуры».

Кайнозойский структурный ярус

Отложения яруса относятся к континентальной терригенной формации, залегающей с перерывом и резким угловым несогласием на складчатых толщах всех нижележащих структурных ярусов. В нижней части формация выполнена плиоценовыми аллювиальными галечно-гравийно-песчаными отложениями, установленными лишь в табагинской террасе в долине р. Лена (до 33 м) [22ф] и на водораздельных поверхностях Аркачанского плато в пределах зоны хинтерланда (до 1 м). Верхи формации представлены четвертичными аллювиальными, озерно-аллювиальными, пролювиальными, ледниковыми, водно-ледниковыми, озерно-ледниковыми и криогенно-эоловыми образованиями. Эти толщи выполняют серию межгорных впадин (Бытантайская, Хобольская, Усть-Билляхская, Усть-Нюэленская, Верхнебатынтайская, Нюэленская, Билляхская и Эчийская), локализованных в основном в зоне хинтерланда и сформированных в процессе позднекайнозойских горообразовательных движений в результате тектонических перемещений вдоль границы Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. В отдельных случаях впадины ограничены разломами [58]. Мощность рыхлых отложений по данным бурения и профилей ВЭЗ достигает 40–80 м [55, 74]. Возможно, накоплению толщ этого структурного яруса предшествовало внедрение вышеописанных даек формаций щелочных габброидов и лампрофиров и щелочно-ультраосновной калиевого ряда, возраст которых некоторыми исследователями предполагается кайнозойским [120].

СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

Приверхоянский краевой прогиб

Структуры внутреннего крыла прогиба представлены восточным склоном Собопольской впадины на северо-западе и Лунгхинско-Келинским

прогибом на юге. Последний наложен на восточный борт Линденской впадины Виллюйской синеклизы [189]. От расположенных восточнее структур ВСНП (тектоническая зона форланда) образования прогиба отделены на севере Орулганским надвигом, в центральной части — системой флексур, складок срыва, слепых складок-взбросов и рамповых антиклиналей, а на юго-западе — Китчанским и Чечумским надвигами. Надвиги и взбросы восточной вергентности вдоль центральной части границы прогиба и ВСНП являются пассивными обратными надвигами вдвиговых клиньев. Необходимо отметить, что мы рассматриваем современную границу между прогибом и зоной форланда ВСНП. Не вызывает сомнения, что на начальных стадиях формирования прогиб (поздняя юра—ранний мел) располагался и в пределах передовой части зоны форланда, по крайней мере там, где в мульдах синклиналей сохранились меловые отложения. В позднем мелу фронтальные надвиги интенсивно дислоцировали внутреннее крыло прогиба и оно вошло в состав зоны форланда, а ось прогиба на протяжении позднего мела последовательно смещалась в западном направлении [211, 186, 55, 251].

На севере прогиба в пределах листа триас-меловые толщи Собопольской впадины либо деформированы крутыми взбросами и смяты в открытые рамповые складки меридионального простирания, либо выполняют моноклираль лежащего крыла Орулганского надвига. Предполагается, что эта часть прогиба перемещена по пологому трассирующемуся по подошве триасовых отложений Соболах-Маянскому надвигу, сместитель которого обнажен западнее рамки листа [194, 199]. Согласно интерпретации аномалий Δg [162], мезозойские отложения Собопольской впадины протягиваются на 50 км под складчатые структуры ВСНП [194].

На юго-западе листа расчетами, основанными на закономерном увеличении отражательной способности витринита при погружении осадочных толщ, установлено, что под Китчанской, Собо-Хаинской и Усть-Виллюйской фронтальными антиклиналями располагается дуплекс с пассивной кровлей [54] (рис. 14). В районе Усть-Виллюйской антиклинали (перекрытой кайнозойскими отложениями, как и Усть-Виллюйский надвиг и Собо-Хаинская антиклиналь, и не показанной на Тектонической схеме) надвиговая система представляет собой клиновидный вдвиг, ограниченный на западе фронтальной линией затухания. Детachment (базальный срыв) трассируется по глинистым горизонтам верхней перми. Южнее рамки листа, в пределах внешнего крыла прогиба, надвиги устанавливаются по данным бурения и сейсморазведки [255, 161, 21]. Базальный срыв здесь, как и в смежной части ВСНП, приурочен к глинистым горизонтам в основании триаса и в верхней перми.

Западно-Верхоянский сектор Верхоянского складчато-надвигового пояса

Структура Западно-Верхоянского сектора ВСНП определялась как антиклинорий (мегантиклинорий) преимущественно складчатого [49] или глыбово-складчатого [258] строения, главные особенности которого связаны с глыбовыми, в основном вертикальными перемещениями фундамента. Исследованиями Л. П. Зоненшайна, И. М. Сборщикова, Л. М. Натапо-

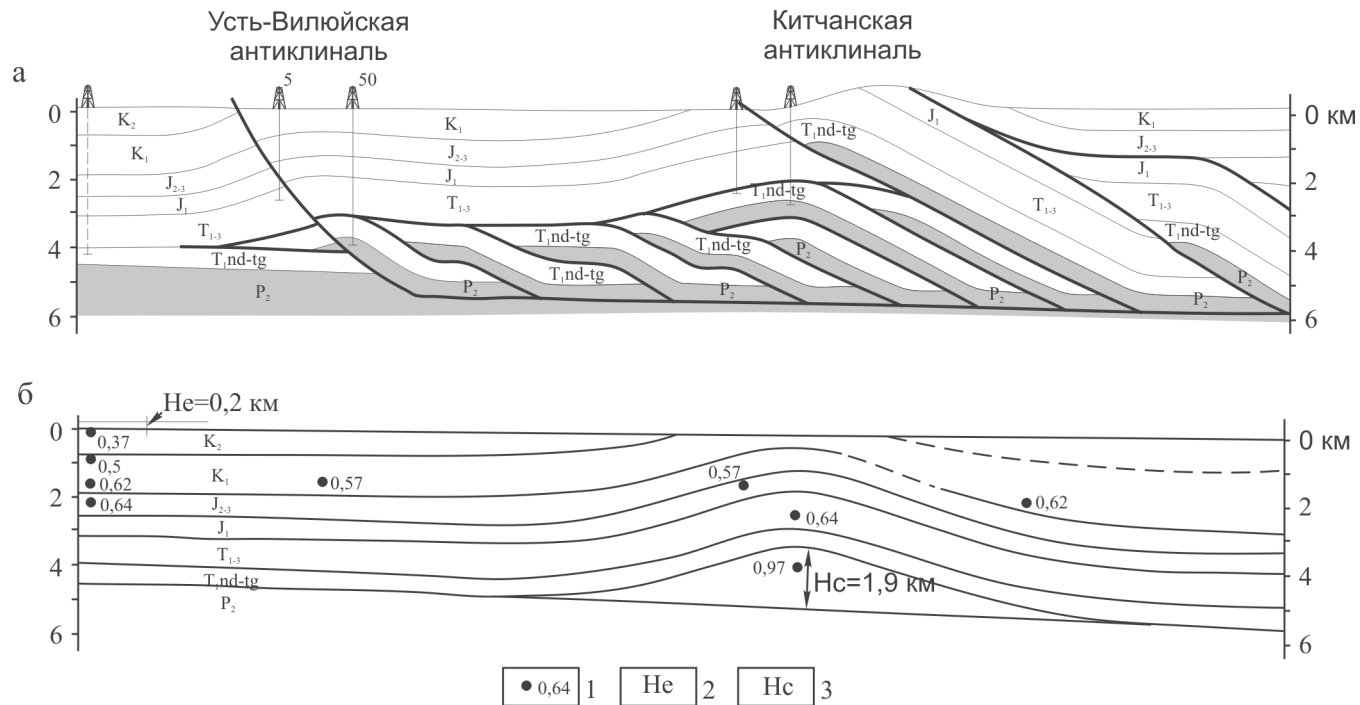


Рис. 14. Структурный (а) и палеоглубинный (б) разрезы через надвиговый фронт Куранахского сегмента в районе устья р. Виллюй.

1 – значение отражательной способности витринита (R^0); 2 – величина эрозионного среза; 3 – вычисленная величина палеоподнятия [по Гайдук, Прокопьев, 1999].

ва и др. [117, 116, 220, 221, 219, 217] установлено определяющее значение здесь параллельной (концентрической) складчатости продольного изгиба, возникающей в результате действия тангенциальных сил, и широкое распространение пологих срывов, а также значительная роль крупных надвиговых перемещений различного возраста [21, 178, 166]. Выявлена однотипность поля тектонических напряжений в пределах всего ВСНП, которое определяется тангенциальным сжатием в запад-северо-западном направлении [102].

Для данной территории характерны крупные линейные складки, многие из которых протягиваются на 150–200 км при ширине 20–30 км. Подавляющее большинство из них относится к типу параллельных (или концентрических). Складчатость не отличается особой интенсивностью в поперечном разрезе, за исключением проявленной в отдельных относительно узких зонах. Типичны арочные складки с округлым сводом, коробчатые антиклинали и корытообразные синклинали, килевидные складки, флексуры, широкие (до нескольких десятков километров) слабоволнистые ступени и т. п. Размеры складок, их взаимное расположение, ориентировка шарниров варьируют, местами весьма существенно, при переходе от одного сегмента к другому. При этом общие морфологические и кинематические особенности складок сохраняются в пределах всей складчатой зоны.

Продольные разломы, приуроченные к району сочленения Западно-Верхоянского сектора ВСНП с краевым прогибом, было принято рассматривать в качестве краевого шва — глубинного разлома, по которому с запада на восток происходит резкое погружение кристаллического фундамента и скачкообразное увеличение мощностей рифейских, палеозойских и мезозойских отложений [176, 161, 102]. Однако существование здесь разлома, рассекающего фундамент платформы и круто уходящего на большие глубины, не подтверждается имеющимися магнитометрическими, гравиметрическими и сейсмическими данными [193]. Отмечаемое многими исследователями скачкообразное увеличение мощностей разновозрастных отложений следует рассматривать как указание на значительное горизонтальное сближение между Сибирской платформой и ВСНП.

Западно-Верхоянский сектор в продольном направлении в пределах листа подразделяется на Орулганский, Куранахский и Бараинский сегменты, различающиеся по структурным особенностям [194, 196, 281, 201]. Центры сегментов имеют общее антиклинальное строение, являясь кульминациями ВСНП (в их ядрах выступают каменноугольные отложения) и поэтому они или их большие части обычно выделяются в качестве антиклинорий под теми же собственными названиями. Сегментация складчатой зоны в целом согласуется с известной продольной зональностью краевого прогиба. Орулганскому сегменту соответствует Собокольская, Куранахскому и Бараинскому — Лунгхинско-Келинская впадины [189].

В аномалиях силы тяжести каждый сегмент характеризуется линейным региональным максимумом Δg в редукции Буге, ориентированным вдоль его простирания [194]. Максимумы Δg со стороны платформы сопряжены с линейными глубокими минимумами той же ориентировки, которые располагаются большей частью в пределах Приверхоянского краевого прогиба. Сопряженные максимумы и минимумы силы тяжести имеют четковидное расположение и обладают индивидуальными особенностями, выдержанными в

пределах каждого сегмента: изменяется расстояние между осями максимумов и минимумов, конфигурация и интенсивность аномалий и др.

В пределах сектора с запада на восток выделяются следующие тектонические зоны: 1) форланда ВСНП (или зона фронтальных надвигов), 2) осевая дуплекс-антиклинорий и 3) хинтерланда ВСНП. Как было показано выше, границы между тектоническими зонами практически совпадают с выделенными разломами консолидированного фундамента.

Тектоническая зона форланда (или зона фронтальных надвигов) граничит с Приверхоянским прогибом. Фронт зоны подразделяется на ряд ветвей [199], совпадающих с передовыми надвигами. Выделяются пять типов фронтальных надвиговых структур [199, 204]. Наиболее ранними, формировавшимися еще на раннеколлизионном этапе синхронно с осадконакоплением, являются растущие позднеюрско-раннемеловые конседиментационные рамповые складки [281, 54] растущего фронта (погребенные надвиги, тип 5). В позднеколлизионный этап были сформированы следующие фронты. Северная ветвь представляет собой слабоскрытый фронт, выраженный чешуйчатыми надвигами (тип 2). Примером является крутой (50–70° к востоку) Орулганский надвиг и сопряженная с ним система менее амплитудных взбросов, к северу от рамки листа трансформированная в глубоковскрытый фронт (тип 1). Южнее расположена центральная (юго-западная) ветвь, являющаяся комбинацией двух типов погруженных фронтов: тип 3 – вдвиги, дуплексы с пассивной кровлей и тип 4 – фронтальные моноклинали, флексуры и взбросо-складки. Юго-западная ветвь имеет более сложное строение. В передовой части зоны форланда расположен слабоскрытый фронт, выраженный Китчанским и Чечумским чешуйчатыми надвигами (тип 2), который сменяется в сторону Приверхоянского прогиба погруженным фронтом, представленным дуплексами с пассивной кровлей и вдвиговыми клиньями (тип 3).

В пределах Орулганского сегмента линия Орулганского надвига, сохраняя в целом параллельность стратиграфическим границам перми, срезает их под углом всего в несколько градусов. Орулганский надвиг представляет собой выход на поверхность базального срыва, а каменноугольно-пермские отложения образуют крупную надвиговую пластину. Мелкомасштабные дуплексные структуры в его зоне устанавливаются на границе с Приверхоянским прогибом на юге сегмента в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях. Верхний срыв трассируется здесь по глинистым отложениям перми [54].

Южным ограничением пластины является Бирехсенде-Джабджинский левосторонний взбросо-сдвиг, по которому верхнепермские отложения сброшены на триасовые и юрские толщи [77]. Наблюдаются системы сдвигов северо-западного простиранья, а севернее трассируется северо-западное окончание Собопольского левого сдвига (амплитуда горизонтального смещения до 8 км). Амплитуда левосторонних смещений по отдельным мелким нарушениям достигает нескольких сот метров. Общая амплитуда смещений по сдвигам составляет несколько десятков километров. Сдвиги доходят до линии Орулганского надвига, но не прослеживаются западнее его. Они, по-видимому, не пересекают на глубине поверхность базального срыва, а общая амплитуда смещения по ним соответствует величине перемещения надвигового покрова.

Узкая клинообразная полоса преимущественного распространения пермских отложений, расположенная к востоку от Орулганского надвига, характеризуется мелкими (шириной до 2–3 км) асимметричными складками, сорванными со своего основания [116]. На востоке на границе с зоной дуплекс-антиклинорий проходит протяженный Хайтарский надвиг, по которому складчатые среднекаменноугольные отложения перекрывают ряд узких (до 5–6 км) антиклиналей и синклиналей, сложенных в основном отложениями перми.

В пределах Куранахского сегмента происходит резкий изгиб простирания как тектонической зоны, так и всего ВСНП. На западе, во фронте, надвиги становятся пологими и образуют серию обращенных выпуклостью в сторону Вилюйской синеклизы (Китчанский, Чечумский и др.) дуг, линии которых повторяют контуры передовых хребтов. К востоку надвиги выпрямляются, сохраняя при этом общий дугообразный характер. Углы падения плоскостей надвигов изменяются от 10 до 50°. Висячих крыльях выступают триасовые отложения, в лежащих — преимущественно юрские и меловые. Характерна параллельность линий надвигов стратиграфическим границам висячих крыльев. Те и другие, плавно изгибаясь в плане, обрисовывают контуры антиклиналей и синклиналей. Наиболее продвинутые к западу синклинали, достигающие в ширину 50 км, имеют плоское днище и крутые (до 60°) узкие крылья, по чему можно заключить, что на глубине надвиги выполаживаются и становятся субгоризонтальными. Большинство складок асимметрично — у антиклиналей более крутые западные крылья. Складки линейные длиной 50–100 км при ширине 5–15 км. В целом же структура зоны форланда здесь представлена серией надвиговых пластин, полого залегающих в западной его части и становящихся более крутыми к востоку. Амплитуда горизонтальных перемещений по Китчанскому надвигу, по данным бурения, оценивается в несколько километров [206, 202, 54]. Ю. В. Архипов и др. [21] отмечают надвиги с амплитудой в 10 км.

Восточнее картируется серия обратных надвигов восточной вергентности, ограничивающих вдвиговые клинья или мелкомасштабные дуплексы с пассивной кровлей с горизонтальной амплитудой смещения в первые километры (например, Биляхский и Муосучанский надвиги [54]). По обратным надвигам происходила компенсация укорочения, образовавшегося при дуплексировании. Далее к востоку, в тылу зоны, срыв смещается вниз по стратиграфическому разрезу на глинистые горизонты перми и, видимо, гипсы среднего–верхнего девона [196, 282]. Зачастую надвиги затухают по простиранию, становясь слепыми, и трансформируются во взбросо-складки и складки срыва. Широко проявлены взбросы в ядрах сильно сжатых антиклиналей, исчезающие к их периклинальным замыканиям. Фронтальные надвиги зоны сопрягаются с поперечными к их ориентировке торцовыми левосторонними и правосторонними сдвигами северо-восточного простирания. Сдвиги служат ограничениями надвиговых пластин и обычно не выходят за их пределы. По отдельным торцовым сдвигам амплитуда горизонтального перемещения достигает 25 км, что косвенно свидетельствует о максимальной величине смещения по фронтальным надвигам.

В пределах Бараинского сегмента зона имеет субширотное простирание, сложена преимущественно пермскими мелководными морскими отложениями. Она характеризуется сжатыми складками юго-западной вер-

гентности, оси которых ориентированы под острым углом к общему простиранию структур. Складки и сопряженные с ними крутые надвиги в плане располагаются в виде левостороннего эшелона и ориентированы под углом к южному ограничению зоны. Вдоль границы с краевым прогибом протягивается крутая фронтальная моноклираль с падением к югу под углом 50–70°, сложенная породами юры и триаса и имеющая так же эшелонированное строение. Исходя из морфологического типа этих складок и по геофизическим данным, можно предположить, что с глубиной они выполаживаются и в их основании трассируются слепые, затухающие к юго-западу, надвиги. К юго-востоку от рамки листа по результатам бурения установлено, что эти складки деформируют верхнеолигоценые отложения Нижнеалданской впадины, которые с угловым несогласием залегают на нижнемеловых толщах и в свою очередь наклонены под углами до 30°. Это свидетельствует о том, что формирование складок во фронте сегмента происходило и в постпалеогеновое время и, возможно, одновременно с осадконакоплением в Нижнеалданской впадине [199].

Эшелонированное строение этой части зоны форланда указывает, что ее формирование происходило в условиях сжатия со значительной ролью продольных левосторонних сдвиговых перемещений [116, 117]. Этот вывод подтверждается широким распространением пологих, погружающихся к юго-востоку под углом до 25°, борозд скольжения на плоскостях надвигов. Геометрический анализ сопряженных с надвигами складок указывает на присутствие слабых конических деформаций на фоне преобладающих цилиндрических складок. При этом оси цилиндрических и конических складок располагаются на стереограммах весьма близко [200]. А. А. Межвилк [166] выделяет здесь Алданский сдвиг, В. С. Ситников и В. Б. Спектор [224] – широкую (около 80 км) Вилюйско-Алданскую систему дислокаций, главные особенности которой связываются ими с крупными левосторонними перемещениями вдоль зоны форланда в Бараинском сегменте и расположенного южнее Лено-Алданского блока Сибирской платформы.

Тектоническая зона дуплекс-антиклинориев располагается восточнее зоны форланда и охватывает южную часть Орулганского, Куранахский и северо-западную периклираль Бараинского антиклинориев. Как показано в разделе «Глубинное строение», ядра антиклинориев представляют собой слепые автохтонные дуплексы, а кульминации антиклинориев соответствуют наиболее приподнятым частям дуплексных структур. Детachment располагается в основании осадочного комплекса и трассируется по кровле кристаллического фундамента, кровельный надвиг дуплексов проходит по эвапоритам среднего палеозоя [195]. Название зоны приведено в соответствии со «Схемой тектонического районирования России» [103].

На севере Орулганского сегмента западная граница зоны проводится по Хайтарскому взбросу, по которому каменноугольные отложения перекрывают верхнекаменноугольно-пермские толщи, выполняющие здесь восточный фланг зоны форланда [72]. Базальный срыв в основании верхоянского комплекса зоны форланда смещается в восточном направлении в зоне дуплекс-антиклинориев вниз по стратиграфическому разрезу на глинистые горизонты перми и, видимо, гипсы среднего–верхнего девона. Об их присутствии в осевой, наиболее эродированной, части Орулганского антиклинория свидетельствуют гипс-ангидритовые штоки с ксенолитами

девонских известняков [217] и диабазов [58]. Как правило, они приурочены к ядрам крупных антиклиналей, прорывают каменноугольные отложения и, по-видимому, выжаты при надвигообразовании. Косвенным признаком залегания на глубине этих пород может являться широкое распространение на территории источников минерализованных подземных вод и соленое озеро в зоне Кюнкюйского надвига на границе с расположенной восточнее зоной хинтерланда. Расчеты показывают, что выжимание и перемещение материала происходило на значительные расстояния (до 4 км) [58].

Характерной особенностью протяженного асимметричного Орулганского антиклинория является его веерообразное строение: надвиги, осевые плоскости складок и кливаж на западе имеют западную вергентность, а на востоке — восточную, занимая субвертикальное положение в его осевой части [117, 218]. Протяженные (до 150–200 км при ширине 10–25 км) линейные складки концентрического типа представлены коробчатыми антиклиналями, своды которых обычно осложнены гребневидными складками, и щелевидными синклиналями в осевой части антиклинория и прямыми и флексуорообразными складками на его флангах. Широко проявлены соосные крупным паразитические складки волочения более высоких порядков. Часто наблюдается виргация осей складок. Преимущественно трещинный кливаж распространен в центральной части антиклинория и проявлен в наиболее древних толщах карбона и нижней перми. Можно предполагать присутствие в осевой части зоны складок подобного типа с транспозиционным сланцевым кливажем осевой плоскости [153].

Примерно в осевой части тектонической зоны выделяется Аялырский и его ответвление — Серегинский обратные надвиги, протягивающиеся в субмеридиональном направлении более чем на 80 км. Плоскость надвига восточной вергентности наклонена под углом 15–60°. Сложноскладчатые нижнекаменноугольные отложения, слагающие висячее крыло надвига, перекрывают полого залегающие средне-верхнекаменноугольные толщи лежащего крыла, по крайней мере на расстояние 8 км. Зона разлома, по данным [72], шириной до 400–600 м, представлена перемятыми, раздробленными и рассланцованными породами. Отмечаются межпластовые срывы. К югу эти надвиги становятся слепыми; над ними прослежена более чем на 50 км крупная флексура, свидетельствующая о затухании надвиговых перемещений в этом направлении. По разломам такого типа происходит компенсация перемещений внутри дуплекса, а сами надвиги причленяются на глубине к его кровельному надвигу [199]. На востоке тектонической зоны картируется система надвигов с западным наклоном сместителей. Вертикальные перемещения достигают 1–1,5 км [58].

В осевой зоне Куранахского сегмента находится одноименный антиклинорий, в ядре которого обнажаются нижние горизонты среднего карбона, также имеющий веерообразное строение. От структур Орулганского антиклинория он отделен зоной широтного простирания, в которой шарниры линейных складок испытывают погружения. Преобладают крупные (до нескольких километров в поперечнике) коробчатые и зигзагообразные складки, обычно с трещинным кливажем, сопряженные с крутыми надвигами. В пределах антиклинория наблюдаемые в обнажениях деформации представлены преимущественно разномасштабными складками, надвиги редки и малоамплитудны

[202]. В отличие от зоны форланда, здесь линейные складки имеют значительно большую протяженность (например, Учагынская и Кыгылтасская антиклинали — свыше 250 км). Установлено, что коробчатые антиклинали представляют собой в основном рамповые складки [202]. Интенсивный кливаж, проявленный в зонах разломов и в районах развития некомпетентных глинистых толщ, описан на востоке сегмента на границе с зоной хинтерланда. Здесь, по данным Ю. П. Ивенсена и Е. Г. Прошенко [118], наблюдаются две генерации кливажа. Сланцевый кливаж осевой плоскости сопровождается транспозицией осадочного материала вдоль кливажных микролитонов; отмечены муллион-структуры, образованные при деформации более компетентных прослоев песчаников. Интенсивный непроникающий субдолготный кливаж преимущественно в глинистых пачках по данным В. В. Аристова и др., а также Д. Н. Задорожного [19], широко проявлен в пределах Кыгылтасской и Эндыбальской антиклиналей.

Под Куранахским антиклинорием предполагается описанный в разделе «Глубинное строение» крупный дуплекс [198, 54], кровельный надвиг которого трассируется по подошве нижнего карбона и верхним горизонтам девона [281]. Отсутствие гипс-ангидритовых штоков в осевой части антиклинория объясняется более глубоким залеганием среднепалеозойских отложений и, следовательно, кровельного надвига дуплекса. Анализ восстановленного разреза показывает, что общее сокращение слоев при надвигообразовании как для терригенного, так и карбонатного комплексов дуплекса равно 33 %.

Южнее протягивается Бараинский антиклинорий, в ядре которого выходят на поверхность нижние горизонты среднекаменноугольных отложений. От структур Куранахского антиклинория он отделен Силянкой седловиной неясного происхождения, в районе которой оси линейных складок испытывают поднятие [102]. Антиклинорий, так же как Орулганский и Куранахский, имеет веерообразное строение и аналогичный набор морфологических типов складчатости и кливажа, но в отличие от последних представляет собой левостороннюю кулису. На его южном крыле на плоскостях надвигов юго-западной вергентности наблюдаются субгоризонтальные штрихи скольжения северо-западного простиранья, свидетельствующие о комбинированной взбросо-сдвиговой кинематике разломов [200]. На противоположном, северо-восточном, крыле антиклинория отмечаются складки и разломы юго-западной вергентности. Наиболее крупным нарушением является система Деленджинского надвига, прослеженная на расстояние около 60 км.

Центральная часть сегмента представляет собой дуплекс с пассивной кровлей, передовой вдвиговой клин которого восточнее рамки листа компенсируется субпластовыми срывами противоположного общему направлению северо-восточного падения на границе триасовых и пермских отложений, слагающих фронтальную моноклинали зоны форланда. Подошвенный надвиг дуплекса трассируется параллельно поверхности кристаллического фундамента и в районе фронтальной моноклинали переходит на основание триаса [200, 281].

Для зоны дуплекс-антиклинориев характерно широкое распространение поперечных сдвигов северо-восточного и северо-западного простиранья, образующих единую сопряженную систему. Северо-восточные сдвиги являются правосторонними, а северо-западные — левосторонними. Максимальные смещения по ним составляют от 3–5 до 8 км [214], обычно сотни метров. Общее

количество этих разломов весьма велико, особенно в осевой части и на восточном крыле Орулганского антиклинория и на западном склоне Куранахского антиклинория. Сдвиги смещают оси складок и надвиги и имеют, по видимому, поздне меловой возраст. Хотя нельзя не допустить, что некоторые из них формировались одновременно с надвигами и являлись торцовыми ограничениями надвиговых пластин. Крупнейшими сдвигами являются Мойтурукский, Собопольский и Бирехсенде-Джабджинский. Выдержанность ориентировки сдвигов на площади всего сектора свидетельствует об однородности поля тектонических напряжений, которое определяется тангенциальным сжатием в субширотном направлении [117, 102].

Тектоническая зона хинтерланда охватывает Сартангский синклинорий [48], протягивающийся на 450 км при ширине до 100 км в тылу зоны дуплекс-антиклинориев. Он сложен преимущественно триасовыми и ниже-среднеюрскими отложениями и разделен Бытантайским поперечным поднятием неясного происхождения, на котором обнажены толщи перми и триаса, на две части. Северная часть некоторыми исследователями выделяется как Омолойский синклинорий [171, 102, 48]. Однако однотипность складчатых образований и стратиграфическое наполнение позволяют нам выделять Сартангский синклинорий как единую структуру, включающую и Омолойский синклинорий. Бытантайское поднятие расположено на продолжении границы между Орулганским и Куранахским сегментами Западно-Верхоянского сектора ВСНП. В его пределах оси линейных складок испытывают воздымание.

В целом синклинорий представляет собой обширную пологую отрицательную структуру с характерной выдержанной линейной складчатостью. Протяженность отдельных складок достигает 350–400 км (Кюнкюнюрская, Алгыйская антиклинали и др.). В центральной и южной частях синклинория распространены сжатые коробчатые и гребневидные складки, осложненные мелкой складчатостью [49]. Севернее прослеживаются протяженные крупные коробчатые антиклинали и корытообразные синклинали; изредка встречаются гребневидные складки. Арочные складки осложняют более крупные структуры. Своды крупных складок местами осложнены продольными разрывами типа взбросо- и сбросо-сдвигов с амплитудой до 1 км [102]. В центральной части синклинория развита мелкая гребневидная, обычно опрокинутая на запад складчатость.

Западная граница тектонической зоны проходит по Эндыбальскому и Ньюктоминскому разломам и совпадает с осью наиболее протяженной в пределах изученной территории Эндыбальской антиклинали (до 450 км). По положению Эндыбальского разлома в ее осевой зоне лишь на ограниченном участке, протяженностью только 40–50 км, можно предположить, что эта антиклинали по простиранию трансформируется во взбросо-складку, а слепой Эндыбальский надвиг трансформируется в ее ядре. В центральной части синклинория восточное крыло Эндыбальской антиклинали, являющееся западным крылом Эргеннехской синклинали, опрокинуто на восток. Пологие надвиги пересекают вертикально стоящие или опрокинутые толщи в зоне шириной до 5 км [34ф].

На севере в районе сопряжения Сартангского синклинория с зоной дуплекс-антиклинориев, устанавливается Кюнкюйский надвиг [76], прослеживающийся в долготном направлении более чем на 50 км (по некото-

рым данным — на 150 км [193]). По надвигу пермские отложения налегают на пермские и триасовые толщи. Сдвиги северо-западного простирания, широко развитые к западу от надвига, не пересекают его. Эти данные позволяют предполагать, что здесь мы имеем самостоятельный тектонический покров.

Продольные разломы имеют преимущественно надвиговую кинематику. По некоторым из них наблюдаются скачкообразные изменения мощностей отложений, что, возможно, указывает на значительные горизонтальные перемещения. Однако некоторые авторы полагают, что эти разломы представляют собой конседиментационные сбросы, практически не подновлявшиеся в процессе складчатости [102]. В восточной части синклинория и за пределами листа выделяется Сартанг-Дербекинская система надвигов северо-западного простирания протяженностью 250—300 км при ширине 15—35 км [21]. Надвиги протяженностью до 35 км наклонены на северо-восток под углами 30—40° и по простиранию переходят в крутопадающие взбросы и взбросо-сдвиги. Максимальные перемещения по единичным надвигам достигают 5 км.

На западном крыле Сартангского синклинория, вдоль границы с зоной дуплекс-антиклинориев, установлены продольные левосдвиговые дуплексы сжатия и растяжения северо-западного простирания [151]. Наиболее крупный является Ньюкотминский взбросо-сдвиг, который трассируется серией сближенных разломов, круто (80—85°) падающих на юго-запад и сопровождающихся зонами дробления с субгоризонтальными зеркалами скольжения. Со сдвигами связаны малоамплитудные взбросы и сбросы, соотношения которых с продольными надвигами до конца не ясны. Представляется, что сдвиговые дислокации являются более поздними, наложенными и их формирование происходило синхронно продольным сдвиговым зонами Южного Верхоянья, возраст которых оценивается как палеоцен-эоценовый [283, 203].

Поперечные по отношению к простиранию складчатости разломы подразделяются на правосторонние сдвиги северо-восточного простирания и левосторонние сдвиги северо-западного простирания, образующие единую сопряженную систему. Правосторонние сдвиги картируются обычно в виде зон сгущения малоамплитудных разломов. К их числу относятся Эге-Хайский, Халтысинский, Северо-Тирехтяхский, Южно-Тирехтяхский и Дербек-Нельгесинский правые сдвиги. Восточнее рамки листа перемещения амплитудой до 15 км устанавливаются по резкому изгибу субдолготных складок и смещениям их осевых плоскостей [102]. К этим разломам приурочены поперечные пояса гранитоидов (Дербек-Нельгесинский и др.), поэтому они рассматриваются как выраженные в чехле разломы консолидированного фундамента [195].

К наложенным дислокациям, проявившимся в позднем кайнозое, можно отнести разломы, ограничивающие межгорные впадины восточного склона Верхоянского хребта. По имеющимся литературным данным, они являются сбросами, а сами впадины — небольшими грабенами [58]. Нельзя исключить предположение, что эти грабены представляют собой структуры пулл-апарт, возникшие в зонах продольных сдвигов в кайнозое. Во внутреннем крыле Приверхоянского прогиба (р. Ляписке) описаны открытые складки субмеридионального простирания с углами падения на крыльях

до 5°, в которые смяты альб-сеноманские отложения [30]. Это может свидетельствовать о проявлении и здесь кайнозойских деформаций.

На геологической карте разрывные нарушения подразделены на главные и второстепенные. Основными критериями выделения главных разломов являлись: 1) приуроченность к границам выделенных тектонических зон; 2) значительная величина амплитуды горизонтального и вертикального смещения; 3) расположение над разломами консолидированного фундамента и предполагаемая связь с ними; 4) региональное рудоконтролирующее значение. Остальные разрывные нарушения были отнесены к рангу второстепенных.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Территория листа Q-52 характеризуется слабой изученностью глубинного строения земной коры. Глубинные профильные сейсмические исследования в районе не проводились. Лишь восточное окончание профиля ГСЗ Ботубоба–Тунгус-Хая [224] проникает на несколько десятков километров в Куранахский сегмент. Ближайшие геотраверсы Государственной сети опорных геофизических профилей («Кратон», «Горизонт», «Шпат») и пункты измерения МТЗ расположены за рамкой листа. Скважины глубокого бурения отсутствуют. На всю территорию листа имеются средне- и мелкомасштабные карты гравитационного и магнитного полей. Сведения о геологическом строении региона, особенностях его глубинного строения и физических характеристиках геологической среды изложены в публикациях и фондовых материалах [49, 119, 183, 58, 33ф, 242]. Приводимая ниже характеристика глубинного строения территории основана на интерпретации имеющихся геолого-геофизических данных, а также на опережающей геофизической основе Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 по листу Q-52 – Верхоянские цепи, представленной в виде комплекта геофизических карт и пояснительной записки [50ф].

Гравитационное поле на всей площади отрицательное и на большей части листа его напряженность ниже 50 мГал. Наименьшие значения установлены в пределах трех локальных минимумов: Эчийского в центральной части зоны дуплекс-антиклинорий ($\min > -80$ мГал); Тумаринского на юго-востоке ($\min > -110$ мГал) и Сынчинского ($\min > -110$ мГал) на северо-западе листа в зоне сочленения ВСНП и Приверхоянского прогиба. Центральные части Тумаринского и Сынчинского минимумов расположены за пределами листа карты. Более высокие значения ($-30, -15$ мГал) характерны для зоны форланда ВСНП, а также для северной части Сартангского синклиория в зоне хинтерланда. Гравитационное поле имеет сложное строение – на карте наблюдаются многочисленные мысы, заливы, отдельные изолированные аномалии и флексуорообразные перегибы в местах ступенчатых перепадов изоаномал, подчеркивающие непростые соотношения участков с его различной напряженностью.

Магнитное поле характеризуется несложным и контрастным строением. На западе листа оно образует положительную аномалию северо-западного простираения, локализованную преимущественно в пределах зоны форланда ВСНП вдоль ее границы с Приверхоянским прогибом, а также

на западном фланге зоны дуплекс-антиклинориев. В ее пределах интенсивность поля меняется от $+1,5$ до $+4,5 \times 10^2$ нТл. Обращает на себя внимание совпадение этой положительной магнитной аномалии с гравитационной аномалией повышенных значений напряженности. Центральная и восточная части зоны дуплекс-антиклинориев и зона хинтерланда характеризуются слабоотрицательным магнитным полем, интенсивность которого варьирует от $-0,5$ до $-1,5 \dots -2 \times 10^2$ нТл. Лишь в ядре Куранахского антиклинория и на юго-западе Сартангского синклиория фиксируются локальные слабоинтенсивные положительные аномалии (до $2,5-3 \times 10^2$ нТл).

В публикациях, посвященных глубинному строению Верхояно-Колымской складчатой области и восточной части Сибирской платформы [108, 256, 261, 18, 23, 171, 168, 170, 102, 58, 31, 99, 240, 239], нет единого мнения о глубинах залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича (Мохо), консолидированной коры в пределах ВСНП, о составе и возрасте последней. Для оценки положения основных граничных поверхностей в пределах ВСНП использованы два геолого-геофизических разреза земной коры, построенные вкрест простирания основных тектонических структур и выполненные на основе компьютерного двухмерного моделирования по имеющимся данным магнитного и гравитационного полей (рис. 15, 16). Эти модели, построенные в различное время и разными авторами, демонстрируют высокую сходимость результатов.

При создании обоих разрезов была принята многослойная исходная модель: верхняя мантия с плотностью $3,33 \text{ г/см}^3$, ограниченная поверхностью Мохо; нижняя кора с плотностью $2,95 \text{ г/см}^3$; верхняя кора с плотностью $2,80 \text{ г/см}^3$ и толщина осадочных пород, где выделяются три самостоятельных слоя (породы верхнего протерозоя—среднего палеозоя с плотностью $2,72 \text{ г/см}^3$, породы верхнего палеозоя с плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$, породы ме-

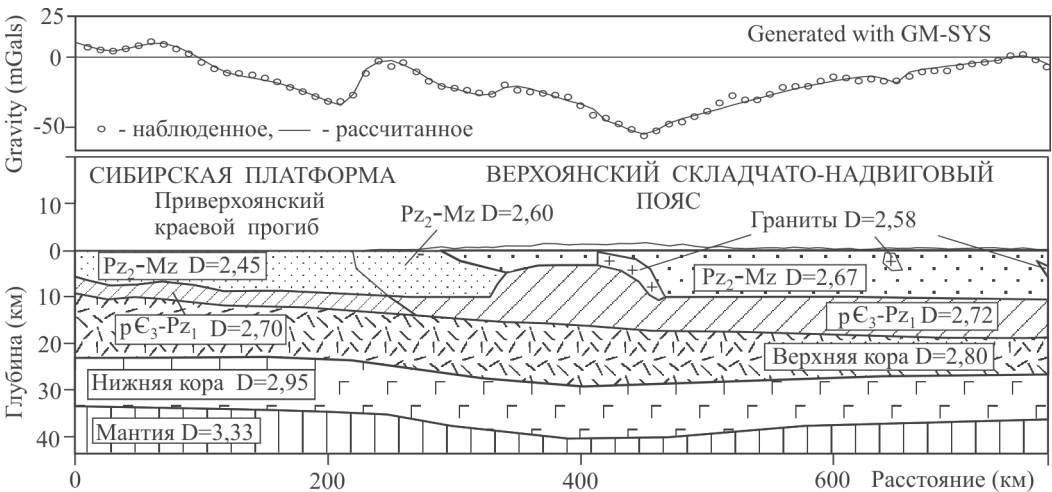


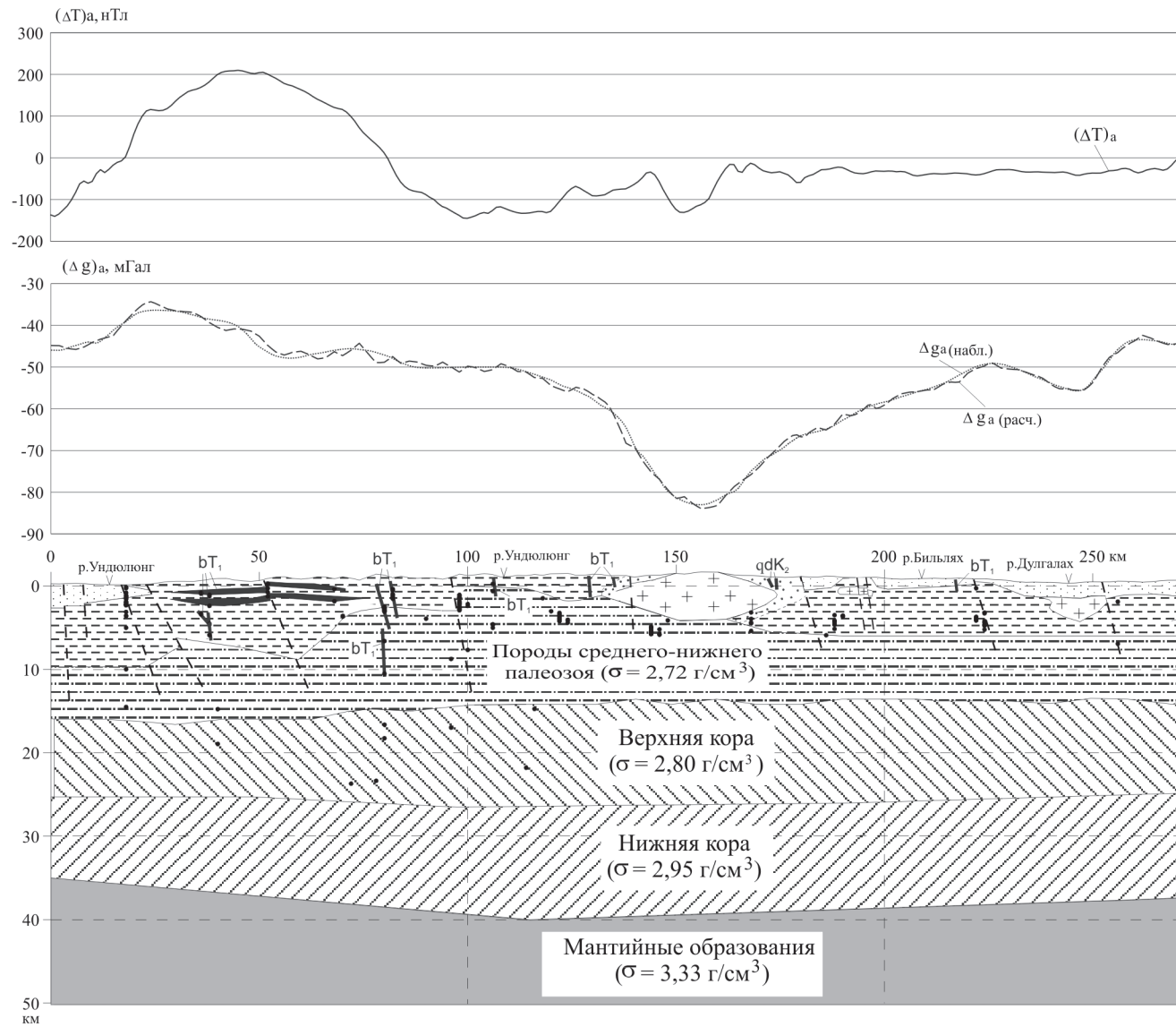
Рис. 15. Гравитационная модель через центральную часть Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [Прокопьев, 1998].

зозоя с плотностью $2,52 \text{ г/см}^3$). Интрузивные образования выступают как локальные петрофизические неоднородности геологического разреза: гранитные интрузии с плотностью $2,55 \text{ г/см}^3$, силлы и дайки диабазов с плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$, дайки кварцевых порфиров с плотностью $2,58 \text{ г/см}^3$. Гранитные интрузии и дайки кварцевых порфиров характеризуются невысокой магнитной восприимчивостью $(50-75) \times 10^{-5}$ ед. СИ, для силлов и даек диабазов характерны повышенные значения $(1250-2500) \times 10^{-5}$ ед. СИ (рис. 16) [45ф]. В отличие от первого, на втором разрезе (рис. 15) [199] приняты средние плотности верхнепалеозойских–мезозойских толщ – $2,67 \text{ г/см}^3$, а гранитных интрузий – $2,58 \text{ г/см}^3$. Модели разрезов земной коры строились как плотностные с учетом всех имеющихся данных путем изменения конфигурации границ основных толщ коры и формы локальных объектов, внесения в разрез новых объектов и корректировки плотностной характеристики среды. Подбор альтернативных моделей выполнялся до тех пор, пока расчетный график аномального поля силы тяжести не стал близким к наблюдаемому, а резульативная модель отвечала реальным представлениям о строении земной коры региона и не противоречила имеющейся геолого-геофизической информации [50ф].

Территория листа характеризуется в целом утоненной литосферой. На северо-востоке ее мощность составляет 60 км, плавно увеличиваясь в юго-западном направлении до 90 км. В районе долины р. Лена происходит резкое углубление рельефа подошвы литосферы до 100 км вдоль высокоградиентной зоны северо-западного простирания неясного происхождения [126]. Эта область утоненной литосферы расположена в южной части полосы сокращенных мощностей литосферы, протягивающейся от устья Лены через северные отроги Верхоянского хребта и далее вдоль хр. Черского до п-ова Камчатка, маркируя современную границу Евразийской и Северо-Американской литосферных плит.

Ближайшие точки пунктов измерения преломленных и отраженных волн сейсмотраверса ГСЗ Березово–Усть-Мая, проходящего приблизительно в 100 км юго-западнее рамки листа, свидетельствуют о глубинах залегания поверхности Мохо в прилегающей восточной части Вилюйской синеклизы в 33–35 км (существенное воздымание отмечается в районе устья р. Вилюй), плавно увеличивающихся в северо-западном и юго-восточном направлении. На основе анализа построенных геолого-геофизических разрезов общая мощность земной коры в пределах ВСНП на территории листа оценена в 35–40 км. Установлено, что поверхность Мохо плавно погружается к осевой части Верхоянского хребта (до 40 км) и воздымается до 36 км к северо-востоку и юго-западу. Внутрикоровые толщи существенных изменений не претерпевают, мощности толщ верхней и нижней коры варьируют в пределах 10–15 км и граница последних в целом повторяет конфигурацию поверхности Мохо.

Положение поверхности кристаллического фундамента на Сибирской платформе и консолидированного фундамента в пределах ВСНП рассчитано по гравиметрическим данным. Для платформенной области под кристаллическим фундаментом понимается цоколь архейско-нижнепротерозойских пород повышенной плотности, вскрытых глубокими скважинами за пределами изученной территории, на склонах Вилюйской синеклизы и в Приверхоянском прогибе. Однако, как будет показано ниже, часть из этих



Масштабы: горизонтальный 1 : 1 000 000
вертикальный 1 : 500 000

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Интрузивные образования

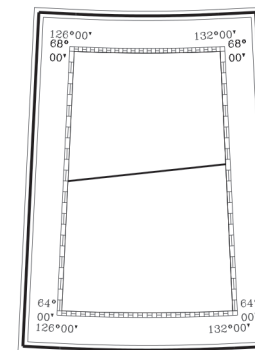
- массивы гранитов нижнего мела ($\sigma = 2,55 \text{ г/см}^3$)
- силлы (а) и дайки (б) долеритов нижнего триаса ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$)
- дайки кварцевых порфиритов верхнего мела ($\sigma = 2,58 \text{ г/см}^3$)

Прочие обозначения

- зоны окварцевания ($\sigma = 2,58 \text{ г/см}^3$)
- тектонические нарушения
- особые точки магнитоактивных объектов

Породы мезозоя ($\sigma = 2,52 \text{ г/см}^3$)
Породы верхнего палеозоя ($\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$)

СХЕМА МЕСТОПОЛОЖЕНИЯ ПРОФИЛЯ



Координаты профиля

	Широта (с.ш.)	Долгота (в.д.)
Начало -	66° 00' 00"	126° 00'
Конец -	66° 15' 36"	132° 00'

Рис. 16. Разрез земной коры по линии профиля р. Ундюлонг–р. Бильях–р. Дулгалах (по Т. И. Степановой, ФГУНПП «Геологоразведка»).

пород может быть отнесена к Лено-Алданскому верхнепротерозойскому орогенному поясу, сложенному уплотненными метаморфическими образованиями [237]. Максимальная глубина залегания кристаллического фундамента на юго-западе территории в платформенной области (приустьевая часть р. Вилюй) оценивается в 14 км [244, 192, 213, 202], уменьшаясь до 10 км в северо-западном и юго-восточном направлениях. Наиболее прогнутая область соответствует восточному окончанию Вилюйского палеорифта [54]. По данным [225, 198], платформенный фундамент протягивается по крайней мере на 60–70 км под западной окраиной Куранахского сегмента. При этом поверхность фундамента занимает почти горизонтальное положение. Вопрос о природе поверхности консолидированной коры остается открытым. Предполагается, что она может определяться иными границами раздела, например рельефом ранне-среднепалеозойского комплекса, который на глубине, возможно, метаморфизован в значительно большей мере, чем там, где он выходит на поверхность [173]. Кроме того, часть консолидированного фундамента может относиться к вышеупомянутому Лено-Алданскому верхнепротерозойскому орогенному поясу. Делались неоднократные попытки расчета глубины залегания поверхности консолидированной коры в этом регионе, а также выделения локальных поднятий и прогибов [173, 171, 263, 59, 102, 36ф]. Как правило, они сводились к выделению прогибов в местах проявления резких отрицательных гравитационных аномалий и поднятий [170]. Предполагалось, что поверхность консолидированной коры располагается на глубинах в 14–18 км с наибольшим прогибанием в осевой части Верхоянского хребта. Вместе с тем имеются расчеты, отрицающие существование амплитудных прогибов консолидированного фундамента в этом месте [162].

По данным глубинных разрезов (рис. 15, 16) поверхность консолидированной коры залегает в среднем на глубинах 14–15 км. Принимая положение об общем погружении поверхности консолидированной коры в центральной части листа, мы не приводим абсолютных значений глубин, показывая лишь тенденцию прогибания. Области наиболее прогнутой части поверхности консолидированного фундамента устанавливаются под Орулганским антиклинорием и южной частью Куранахского и разделены Эчийским поднятием. Существует предположение, что один из крупнейших на территории Эчийский гравитационный минимум с амплитудой в 30 мГал является отражением архейско-мезозойского гранито-гнейсового купола, располагающегося в ядре Куранахского антиклинория и образующего выступ пород пониженной плотности в кристаллическом фундаменте высотой около 3 км [99]. Однако эта модель предполагает очень низкие значения плотности гранито-гнейсов ($2,63 \text{ г/см}^3$) и пород фундамента ($2,72 \text{ г/см}^3$), что не согласуется с общепринятыми параметрами для этих толщ в Восточной Якутии [183, 33ф]. Кроме того, купол такой амплитуды должен был бы выступать в качестве барьера, по крайней мере, при позднепалеозойском осадконакоплении, что не находит отражения в фациальном составе толщ этого возраста. Заложенные в модель очень небольшие глубины залегания поверхности фундамента (около 6 км) и практически полное отсутствие рифейско-среднепалеозойских терригенно-карбонатных пород противоречат общегеологическим представлениям и не рассматриваются в других глубинных геолого-геофизических построениях [170, 33ф]. Тем не менее,

на основании этих данных в центральной части Куранахского антиклинория предполагается некоторое поднятие консолидированной коры, которое наблюдается на одном из глубинных разрезов (рис. 16).

На схеме глубинного строения показана система впадин и поднятий, которая обусловлена конфигурацией ограниченных разломами блоков консолидированного фундамента. Прогибы трактуются как грабены или рифты, а приподнятые блоки — как горсты, возникшие в процессе среднепалеозойского рифтогенеза [244]. На севере территории выделяется Верхоянский грабен, ограниченный на юге Эчийским поднятием. Южнее на продолжении Вилюйского рифта расположен Дербекинский грабен. Последние вместе с Верхоянским грабеном образуют трехлучевую рифтовую систему. К западу от Верхоянского грабена и к северу от Вилюйского рифта располагается южное окончание Джарджанского поднятия меридионального простирания, протягивающегося вдоль фронта ВСНП. Это поднятие реконструировано на одном из глубинных разрезов (рис. 15) [199], но отсутствует на другом (рис. 16) [50ф]. Это объясняется, по-видимому, тем, что при построении последнего была принята завышенная мощность пород палеозоя (более 12 км). Западнее рамки листа карты в центральной части Джарджанского поднятия по данным глубокого бурения отложения этого возраста либо отсутствуют, либо резко сокращены по мощности. На юго-востоке территории Вилюйский рифт и Дербекинский грабен ограничены северным склоном Якутского поднятия, а на востоке протягивается Янское поднятие.

Разломы консолидированного фундамента проведены в соответствии со схемами линеаментов, выделенных по градиентам гравитационного поля; обобщающих результатов трансформаций геофизических полей; магнитного поля, представленного в виде псевдорельефа [50ф]. Эти разломы условно подразделены по времени их предполагаемого заложения на среднепалеозойские и позднемезозойские в соответствии с главными тектоническими событиями, установленными на восточной окраине Северо-Азиатского кратона [242]. Положение основных среднепалеозойских разломов меридионального и северо-западного простирания практически совпадает с ранее выделяемыми «глубинными разломами» [171, 170, 58]. Так, на юго-западе трассируется Западно-Верхоянский разлом, отделяющий структуры Вилюйского рифта от расположенных восточнее грабенов и проникающий в северо-западном направлении в Джарджанское поднятие. Западным ограничением Верхоянского и Дербекинского грабенов является Центрально-Верхоянский разлом, совпадающий с границей тектонических зон форланда и дуплекс-антиклинориев. Восточно-Верхоянский разлом отделяет систему грабенов от структур Янского поднятия, совпадая с границей тектонических зон дуплекс-антиклинориев и хинтерланда. На склоне Янского поднятия выделена система меридиональных разломов, по которым предполагается ступенчатое опускание консолидированного фундамента. Так как эти разломы ограничивают грабены, предполагается, что они имеют сбросовую кинематику и скорее всего небольшую амплитуду вертикального смещения. Ранее они объединялись в Восточно-Верхоянскую систему глубинных разломов [18, 17].

Позднемезозойские разломы фундамента северо-восточного простирания трассируются на востоке территории (Эгехайский, Халтысинский, Южно-Тирехтяхский, Северо-Тирехтяхский и Дербек-Нельгесинский).

В геофизических полях они выделяются более или менее четкой гравитационной ступенью и цепочкой сближенных малоамплитудных магнитных аномалий [58]. Как правило, с ними связано линейное расположение мезозойских интрузий так называемых «поперечных» магматических рядов. Эти разломы осложняют западный склон Янского поднятия и ограничиваются Восточно-Верхоянским разломом, который в мезозойское время представлял собой, вероятно, уступ, препятствующий их проникновению далее на запад. Кинематика этих разломов достоверно не установлена, но по широкому распространению в осадочных толщах ориентированных в этом же направлении правосторонних сдвигов можно предполагать их сдвиговую природу. Уверенно выделяется Собопольский разлом северо-западного простирания, являющийся скорее всего левосторонним сдвигом, т. к. в осадочных горизонтах в этом районе проявлены многочисленные левые сдвиги. Возможно, этот разлом на среднепалеозойском этапе ограничивал с севера Эчийское поднятие.

Согласно моделям [198, 50ф], наибольшие изменения отмечаются в слоях осадочной толщи: резкое увеличение мощности рифейских(?)—среднепалеозойских пород и сокращение мощности верхнепалеозойских пород в центральной части Куранахского антиклинория. Мощность пород мезозоя в пределах профилей превосходит 2,5–3,0 км. «Раздув» в ядре Куранахского антиклинория трудно объяснить увеличением стратиграфической мощности карбонатных отложений. Логичнее предположить, что карбонатный комплекс представляет собой дуплексную структуру. Детачмент (подошвенный надвиг дуплекса) под Куранахским антиклинорием располагается в основании осадочного комплекса и трассируется по кровле кристаллического фундамента. Кровельный надвиг дуплекса может проходить по эвапоритам среднего палеозоя. Кульминация антиклинория находится над наиболее поднятой частью дуплекса [198, 199]. Предполагаемый в основании Куранахского сегмента дуплекс соответствует модели так называемого слепого автохтонного дуплекса по [276]. Аналогичное строение имеют Орулганский и Бараинский антиклинории [207, 199, 104].

Упомянутая выше протяженная магнитная аномалия на западе территории может свидетельствовать о присутствии крупных интрузивных тел основного состава на восточном замыкании Вилюйского рифта, на Джарджанском и Якутском поднятиях. Согласно расчетам [193], глубина залегания верхних кромок магнитоактивных масс достигает 10 км. Эта аномалия совпадает с областью повышенных значений поля силы тяжести, что также может быть обусловлено присутствием на глубине базитов. Все это, как и наличие сбросов, штоков девонских гипсов и ангидритов [217], локализованных преимущественно в северной части магнитной аномалии, позволяет предполагать рифтогенную природу этих образований, сформированных в среднепалеозойское время.

Эчийский гравитационный минимум интерпретируется как отражение увеличения «мощности» рифейских(?)—среднепалеозойских толщ со средней плотностью 2,72 г/см³ за счет их тектонического скучивания в ядре крупного дуплекса [199] и присутствия протяженного невоскрытого плутона гранитоидов, обнаженной апикальной частью которого является Хобойоту-Эчийский массив. На глубинных разрезах он прослежен на глубину до 5–7 км. На широкое распространение невоскрытых плутонов гранитоидов

в верхних горизонтах осадочных пород в Орулганском, Куранахском и Бараинском антиклинориях указывают и малоамплитудные магнитные аномалии, совпадающие с низкоградиентными гравитационными аномалиями пониженных значений поля силы тяжести, а также ареалы контактово измененных пород, которые к северу от изученной территории выделяются как термальные купола [263]. В целом в осевой зоне ВСНП намечается пояс слабоэродированных гранитоидов, который может быть частью крупного пояса, протягивающегося через все Западное Верхоянье в Южно-Верхоянский сектор ВСНП [195].

Сынчинский гравитационный минимум, центральная часть которого расположена к западу от рамки листа, связывается с дуплексом верхнепротерозойско-раннепалеозойских толщ во фронте ВСНП [196] и с меловыми толщами мощностью более 3 км, выполняющими Собопольскую впадину. Северная часть Тумаринского минимума, центр которого к югу от рамки листа охватывает слабосцементированные породы верхнего палеогена Нижнеалданской впадины, может быть отражением восточной части Лунгинско-Келинского прогиба, выполненного мощными разуплотненными меловыми отложениями. Гравитационные минимумы в Приверхоянском прогибе интенсивностью 24 мГал (нижнее течение р. Дянышка), 18 мГал (приустьевая часть р. Виллой), а также <10 мГал в тектонической зоне форланда ВСНП (Люнкюбэйская, Буруолахская и Джаранская синклинали) связаны с меловыми отложениями мощностью до 1–2 км.

Тепловой поток на большей части территории имеет повышенные значения [163]. В центральной части листа его интенсивность превышает 70 мВт/м², уменьшаясь до 50–70 мВт/м² в северо-восточном и юго-западном направлениях. Эта аномалия теплового потока располагается на западе крупной аномалии, охватывающей центральные районы Верхояно-Черского орогенного пояса, и совпадает с областью утоненной литосферы [129]. Предполагается, что аномалия теплового потока обусловлена влиянием верхнемантийной неоднородности, интерпретируемой некоторыми исследователями как астенолинза или мантийный плюм [240].

Исследованная территория располагается на восточном фланге Евразийской литосферной плиты в пределах Арктико-Азиатского сейсмического пояса [277, 141]. Цепочка очагов землетрясений образует зону субмеридионального простираения, которая на севере сливается с Хараулахской высокоактивной сейсмической зоной. Землетрясения зафиксированы только в ВСНП. Они пространственно тяготеют к зонам разломов консолидированной коры и приурочены к максимуму аномалии теплового потока. Наибольшее количество очагов сосредоточено на западном склоне Янского поднятия. Сейсмичность малоглубинная, коровая (глубина очагов <35 км). Преобладают землетрясения с $M < 3$ (около 22), но отмечено и значительное число толчков с $3,0 < M < 4,0$ (более 18). Крупнейшее ($5 < M < 5,3$, 1995 г.) из зафиксированных сейсмических событий отмечено на юго-востоке территории в междуречье Тумары и Дулгалаха [141]. Отсутствие оценки параметров фокальных механизмов землетрясений не позволяет реконструировать кинематику современных разломов, с которыми они могут быть связаны. Однако в 50 км восточнее рамки листа в нижнем течении р. Сартанг для землетрясения с $M = 4,5$ решение механизма позволило установить сдвиговый характер подвижек в его очаге [141]. Аналогичная кинематика перемещений может быть и для сейсмических проявлений исследованной территории.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследуемая территория расположена в пределах Западно-Верхоянской и Яно-Оймяконской геоморфологических областей [213].

Основным орографическим элементом на территории является горный пояс, являющийся составной частью Западно-Верхоянской области и называемый Верхоянским хребтом. Он имеет вид дуги меридионального направления, обращенной выпуклой стороной на запад. С запада вдоль Верхоянского хребта располагается Приленская равнина, с востока примыкает Янское плоскогорье, входящее в состав Яно-Оймяконского нагорья. Внутри этих горных сооружений выделяются более мелкие кряжи и хребты с собственными названиями, либо — безымянные. В западной и юго-западной частях территории расположены хребты Бырандя, Ньюельяхский, Тагиндянский, Муосучанский, Быгынский, Кутургинский, Усть-Вилкойский, Кельтерский, Муннийский, Соркинский, Чочумский, в северной — хребет Орулган, в восточной — Эчийский массив, Аркачанское плато, Хабахский кряж (рис. 17).

Приленская равнина на территорию листа входит только своей восточной частью. Ее граница с Верхоянскими горами резкая, предопределена тектоникой. На севере она проходит по почти прямолинейному Орулганскому разлому, против устья Вилюя — по фронту передового надвига. Поверхность равнины полого наклонена на запад, в сторону русла р. Лена. Минимальные абсолютные высоты 110–120 м, максимальные — 400–450 м.

Верхоянская горная страна, включающая Западно-Верхоянскую и Яно-Оймяконскую геоморфологические области, имеет вид асимметричного сводового поднятия. Его главная водораздельная линия смещена от оси хребта в сторону бассейна р. Яна. Причиной этого служит интенсивное врезание и быстро развивающаяся регрессивная эрозия рек Ленского бассейна. Их продольные профили значительно круче, чем у рек Янского бассейна. В особенностях расчленения хребта известную роль играет климат. Хребет находится в зоне западного влагопереноса, и западный склон получает больше осадков, чем восточный. Активнее были и ледники западного склона.

Верхоянский хребет занимает основную часть горной страны. Осевая часть хребта сильно расчленена, глубина вреза достигает 1000 м, а на отдельных участках — 1500 м. Абсолютные отметки хребта до 2100 м, наивысшая 2389 м (верховья р. Тара-Сала). К востоку и западу высота хребта постепенно снижается и уменьшается глубина вреза. На восточных склонах Верхоянского и Орулганского хребтов абсолютные высоты обычно не превышают 800–1200 м, вследствие чего наблюдается плавный переход от сильно расчлененного рельефа Западного Верхоянья к области Янского плоскогорья.

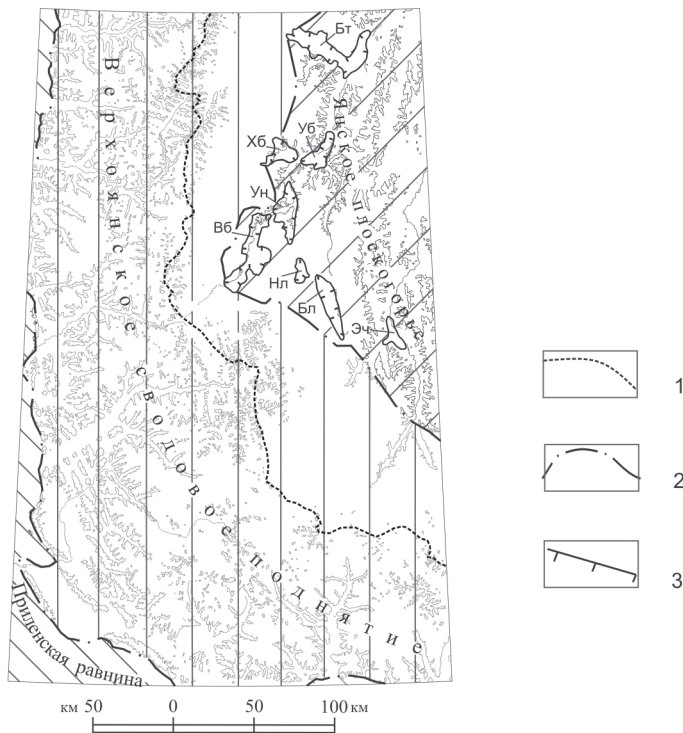


Рис. 17. Схема геоморфологического районирования.

1 – линия главного водораздела; 2–3 – границы: 2 – морфоструктур, 3 – кайнозойских впадин; кайнозойские впадины: *Бт* – Бытантайская, *Хб* – Хобольская, *Уб* – Усть-Билляхская, *Ун* – Усть-Нюэленская, *Вб* – Верхнебытантайская, *Нл* – Нюэленская, *Бл* – Билляхская, *Эч* – Эчийская.

Современная речная сеть Верхоянья принадлежит к бассейнам рек Лена и Яна и прорезает структуры вкрест простирания, углубляясь на 500–600 м. Основная речная артерия – р. Лена. Правые притоки ее текут в общем вкрест простирания горной системы. Среди них крупнейшими являются реки Сынча, Соболах, Ундюлюнг, Дянышка, Ляписке. Возле устья р. Вилюй высятся три эрозионных останца: Тас-Тумус (75 м), Собо-Хая (50-метровая эрозионно-денудационная поверхность и 20-метровая терраса) и останец, на котором находится пос. Промышленный (28-метровая терраса).

Янское плоскогорье представляет собой серию субмеридиональных гряд, совпадающих с направлением складчатости и обладающих сглаженными и округлыми вершинами. Гряды в свою очередь расчленены речными долинами на отдельные сопки и увалы сложной конфигурации. Водоразделы достигают 800–1000 м абсолютной высоты, при относительных превышениях 300–400 м. К северо-востоку абсолютные высоты плавно снижаются до 400–500 м. Современная речная сеть плоскогорья принадлежит к бассейну Яны.

В пределах Янского плоскогорья известна группа впадин, наложенных на складчатую структуру и, как правило, ограниченных разломами: Бытан-

тайская, Хобольская, Усть-Билляхская, Усть-Нюэленская, Верхнебынтан-тайская, Нюэленская, Билляхская и Эчийская. Все они имеют относительно небольшие размеры (первые сотни квадратных километров) и преимущественно вытянутую форму. Максимальная длина достигает 45 км, ширина 7–10 км. Днища впадин обычно являются речными долинами. Впадины существенно переуглублены, мощность рыхлых отложений до 40–80 м и более. Все они похожи на расширения долин и заняты поймой, первой надпойменной террасой, а также гляциофлювиальными и озерно-ледниковыми террасами. Высота гляциофлювиальных террас в Бынтантайской впадине на р. Улахан-Саккырыр – до 40 м. Все впадины, кроме Усть-Билляхской, перегорожены валами конечных морен высотой до 100 м. Борты впадин резкие, покатые, нетеррасированные [58].

Современный облик рельефа исследуемой территории обусловлен: а) направленностью и интенсивностью кайнозойских тектонических движений (ведущий фактор); б) интенсивностью денудационных процессов; в) структурно-литологическими особенностями докайнозойских пород, их устойчивостью по отношению к элементам денудации; г) климатическими условиями, существовавшими в кайнозойское время; д) техногенными факторами (минимальное значение).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

По степени влияния перечисленных рельефообразующих факторов можно выделить три генетические группы рельефа: денудационную, аккумулятивную и техногенную.

Денудационная группа

В денудационном рельефе выделяются два генетических типа рельефа: образованный в результате воздействия комплексной денудации и денудационно-конструктурный.

К поверхностям неогенового возраста, образованным под воздействием комплексной денудации (DN) в условиях тектонической стабилизации, относятся реликты древней поверхности выравнивания (на геоморфологической схеме показаны фрагменты, объединенные в группы). Они встречаются на водоразделах как в высокогорной, среднегорной, так и в низкогорной частях района. Это плоские или слабовыпуклые площадки, срезающие под единый уровень сложнислоцированные породы верхоянского комплекса. Развиты они отдельными небольшими участками, протяженность которых достигает 4 км, при ширине до 1,5 км [82, 7ф]. В пределах низкогорья поверхности выравнивания располагаются на высотах около 600 м, в средне- и высокогорье – до 1700 м. На междуречье Мастах–Ундюлюнг абсолютные высоты поверхности выравнивания составляют 1900–2000 м. На поверхностях распространены высыпки песчаников и алевролитов, реже они перекрыты элювиальными буровато-серыми суглинками (мощностью до 0,5–1 м) с обломками подстилающих пород.

На плоских поверхностях [214] восточного склона Верхоянского хребта обнаружены многочисленные хорошоокатанные валуны и галька, при-

надлежащие к древней речной сети. Преобладают валуны размером 0,1–0,2 м в диаметре, однако встречаются и более крупные — до 0,5–0,6 м. Одна из таких древних долин хорошо сохранилась в верховьях р. Аркачан. Она прорезана поперек современным ее верховьем. Авторами в верхнем течении р. Аркачан и на р. Чочимбал, на выровненных площадках с абсолютными отметками 1100–1400 м, установлен раннеплиоценовый возраст песчано-гравийно-галечных отложений (аркачанская толща, см. гл. «Стратиграфия»). Эти образования содержат также переотложенную пыльцу миоценовых растений и «лигнитовую крошку» (палинологические определения Л. П. Жариковой). На основании этих данных возраст поверхности выравнивания, вслед за Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ [27], принимается как неогеновый.

В верховьях р. Чуорка на поверхности выравнивания обнаружены переработанные морозными процессами белесые глины (0,2–0,3 м), которые, видимо, являются реликтами площадной коры выветривания и указывают на наличие более древней поверхности выравнивания палеоцен-эоценового возраста, занимавшей более высокие уровни водоразделов. В Омолойской депрессии, севернее территории листа, в Предверхомянском прогибе кора выветривания сохранилась под олигоценовыми образованиями на мезозойских отложениях. Во впадинах Хараулахских гор (Кенгдейская и др.) сохранились коррелятные коре выветривания глинистые осадки палеоцен-эоценового возраста. Все эти данные свидетельствуют о существовании в Верхоянье в палеоцен-эоценовом времени спокойного тектонического режима, способствовавшего выравниванию поздне меловой горной страны [74].

На протяжении плейстоцена рельеф, сформировавшийся в предшествующий этап своего развития, был изменен процессами денудации и аккумуляции, при заметном участии экзарации. В результате деструкции возник денудационно-конструктурный тип рельефа.

К денудационно-конструктурному типу рельефа относятся наклонные поверхности, образовавшиеся в результате литоморфной препарировки: а) моноклинально залегающих и собранных в пликативные структуры пластов; б) секущих интрузивных тел и их приконтактных зон; в) сложнодислоцированных пород.

К поверхностям, образовавшимся в результате литоморфной препарировки моноклинально залегающих и собранных в пликативные структуры пластов (DS_1Q), отнесены прослеживающиеся в краевой западной части гор гряды северо-западного простирания с абсолютными отметками 800–1200 м и глубиной расчленения около 500 м. Часть из них — продольные, моноклитные хребты (Усть-Вилуйский, Кутургинский, Чочумский, Соркинский) приурочены к моноклиналям, другие (Быгинский, Муннийский) отвечают антиклинальным складкам, своды которых совпадают с гребнями гряд. Межгрядовые понижения соответствуют синклинальным структурам.

Для данного типа рельефа наиболее характерны широкие массивные водоразделы с хорошо сохранившимися участками денудационного рельефа или плосковерхие хребты и останцовые округлые вершины. Крутизна склонов редко превышает 20°. Почти повсеместно развит плащ делювиально-солифлюкционных образований, мощность которого достигает у подножия склонов 5 м.

В рисунке гидросети выделяется два главных направления: а) северо-восточное — для наиболее крупных рек и некоторых крупных притоков; б) северо-западное — для мелких притоков. Водотоки первой группы текут вкрест простирания гео- и морфоструктур. Ручьи второй группы являются согласными, их долины занимают межрядовые понижения.

В рельефе хорошо выражены крупные продольные надвиги, которые представлены тектоническими уступами на склонах хребтов. В плане они прямолинейны или слабо изогнуты и ориентированы в северо-западном направлении. Протяженность их до 50 км.

В бассейнах рек Балбук и Нуора распространены денудационные уступы — отпрепарированные пласты устойчивых к комплексной денудации диабазов и кварцевых песчаников мюсочанской свиты. Высота уступов зависит от мощности этих пластов и достигает 5–20 м, реже 100 м.

Поверхности, образовавшиеся в результате литоморфной препарировки секущих интрузивных тел и их приконтактных зон (DS_2Q), связаны с гранитоидами и роговиками останцовых гор Хобойоту-Эчийского массива. Это высокие слабонаклоненные горные гряды с крутыми ($40-45^\circ$) и выпуклыми склонами, но часто с плосковерхими вершинами. Максимальная абсолютная отметка 2081 м, относительные превышения до 1000 м. Долины большинства рек, дренирующих массив, троговые, у правых притоков р. Хобойоту отмечаются каньоны. В верховьях большинства троговых долин сохранились ледниковые экзарационные формы — кары и цирки. Ширина их до 2 км, при глубине до 400 м [78].

К поверхностям, образовавшимся в результате литоморфной препарировки сложнодислоцированных пород верхоянского комплекса, отнесены склоны гор и возвышенностей различной крутизны: крутые (более 30°), средние ($30-20^\circ$) и пологие (менее 20°).

Крутые склоны, выработанные на субстрате сложнодислоцированных терригенных пород (DS_3Q), развиты в пределах высокогорного рельефа в области наиболее активных новейших поднятий и занимают приосевую часть Верхоянского хребта. Здесь сосредоточены наивысшие отметки хребтов (1700–2000 м) и отдельных вершин (до 2398 м) и максимальные относительные превышения рельефа, достигающие 1200 м. Поперечный профиль склонов прямой, реже выпуклый. В верхней части склоны крутые ($35-45^\circ$), скалистые, изрезанные эрозионными бороздами, в нижней части их крутизна меньше 35° . Часто отмечается асимметрия склонов. Гребни водоразделов зубчатые, ступенчатые.

Долины основных рек высокогорья троговые, в их днищах наблюдаются каньоны и ущелья глубиной 5–15 м. Наиболее глубокие каньоны врезаются до 75 м. Широко распространены V-образные долины с крутыми склонами. Реки порожистые, изобилуют водопадами (высотой до 20 м), боковые притоки часто имеют висячие устья. В верховьях рек обычно располагаются огромные (свыше 1 км в поперечнике при глубине до 0,5 км) водосборные воронки, лотки стока которых зачастую перекрыты делювиальными осыпями.

Часто наблюдаются перехваты верховьев рек Янского бассейна реками бассейна р. Лена, где на перевальных седловинах между ними сохранились реликты отмерших участков речных долин. Перевальные седловины, как правило, с крутыми склонами и находятся обычно на высотах 1600–1700 м.

На востоке переход от высокогорного рельефа к среднегорному постепенный и фиксируется по общему уменьшению высот и глубины расчленения. В северо-западной части территории на границе высокогорья и среднегорья, от левобережья р. Сынча до правого борта р. Сагандя, прослеживается четкий уступ с подъемом высот на 300 м. Очевидно, он тектонический, так как приурочен к взбросу. Южнее его ступенчатый перепад высот выражен менее резко, но все же довольно ощутим [72].

Склоны средней крутизны (30–20°) и крутые (более 30°), выработанные на субстрате сложнодислоцированных терригенных пород (DS_4Q), развиты в пределах массивного среднегорья. Для среднегорного рельефа характерны абсолютные высоты 1100–1700 м, при средней высоте водоразделов 1300–1500 м и глубине расчленения 500–800 м. Поперечный профиль склонов выпуклый и прямой, реже вогнутый (за счет аккумуляции обломочного материала в основаниях склонов). Поверхности их часто размыты многочисленными желобами, промоинами, мелкими ручьями. Водоразделы здесь преимущественно сглаженные, реже узкие гребневидные. Наиболее распространены пологоволнистые водоразделы, имеющие малую протяженность и отделенные друг от друга низкими перевальными седловинами и сквозными долинами.

Речная сеть разветвленная, продольный профиль выработан хорошо. Долины крупных рек и их притоки сохранили очертания трогов и имеют U-образный профиль и широкие днища с маломощным аллювием. На незначительных отрезках наблюдаются V-образные долины, теснины и каньоны встречаются редко. Истоки крупных рек, как правило, представляют собой водосборные воронки с крутыми стенками, изрезанными лотками стока. Долины рек почти без водопадов и ущелий. Долины зрелых рек (Тумара, Балбук, Делиндя, Дулгалах) хорошо разработаны; их продольный профиль сравнительно крутой (перепад высот 5–10 м на 1 км). Наблюдаются участки четко выраженной асимметрии долин, характеризующиеся неодинаковой крутизной склонов.

На востоке переход от среднегорного рельефа к низкогорному постепенный и фиксируется по общему уменьшению высот и глубины расчленения. На западе зачастую граница среднегорья и низкогорья совпадает со взбросом, который выражен в рельефе уступом высотой 150–250 м [63].

Пологие склоны (менее 20°) и склоны средней крутизны (30–20°), выработанные на субстрате сложнодислоцированных терригенных пород (DS_5Q), развиты в пределах низкогорья.

Для низкогорного рельефа характерны абсолютные высоты до 1100 м над уровнем моря, с относительными превышениями водоразделов над речными долинами до 300 м. Поперечный профиль склонов выпуклый. Большая часть их покрыта делювиальными осыпями и делювиально-солифлюкционными отложениями (мощностью 2–3 м) с разнообразными мерзлотными и солифлюкционными микроформами – буграми пучения, полигональных грунтов и трещин. Водоразделы здесь характеризуются преимущественно мягким, пологоволнистым рельефом. Перевалы представлены широкими седловинами с относительным превышением их над руслом рек 150–200 м.

Речная сеть разветвленная. Реки Дулгалах, Быгантай и их притоки Отто-Сала, Бильях и другие имеют меридиональное направление, вполне со-

гласующееся с простираем складчатых структур. Это свидетельствует не только о древнем облике гидросети, имевшей унаследованный характер, но и о слабой дифференциации тектонических движений этой территории в кайнозойское время. Лишь местами реки отклоняются от структурного направления и текут под углом или вкрест простираения складчатости, приспособляясь к крупным тектоническим нарушениям [77].

Возраст денудационно-конструктивного рельефа определяется плейстоценом, интервалом времени, на протяжении которого произошло преобразование неогеновой поверхности.

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, гляциальный и криогенный.

Флювиальная подгруппа представлена аллювиальным и пролювиальным типами рельефа.

Аллювиальный тип рельефа сформирован в речных долинах (современных и древних) разновозрастными образованиями. Во всех долинах рек развиты низкая и высокая пойма, а на крупных реках — надпойменные террасы. На геоморфологической схеме эти образования отражены в виде поверхностей поздненеоплейстоцен-голоценовых и плиоцен-раннеоплейстоценовых террас.

Поздненеоплейстоцен-голоценовый комплекс (aQ_{III-H}), включающий пойму, I и II надпойменные террасы, наиболее полно представлен по хорошо разработанным долинам, широкие плоские днища которых почти полностью заняты пойменными террасами. Пойменная терраса наблюдается повсеместно, причем в долинах крупных водотоков отчетливы уровни низкой и высокой поймы. Низкая пойма возвышается над меженью на 0,7–1,5 м, имеет неровную заросшую мелким кустарником поверхность и включает в себя песчано-галечниковые отложения. Они слагают обычно косы, протягивающиеся узкой полосой вдоль долины ($0,5 \times 1,0$ км). Высокая пойма возвышается над меженью на 2–3 м; поверхность ее неровная, изрезанная многочисленными протоками; слагающий ее материал — разнозернистый песок и галечник. В расширениях долин пойма носит черты, присущие равнинным рекам (старичные озера, веера блуждания и, реже, невысокие, до 0,5 м, нечетко выраженные береговые валы и др.).

В приустьевой части р. Вилюй широко распространена пойменная терраса рек Лена и Вилюй. Поверхность поймы ровная сглаженная, участками гривистая (обычно низкая пойма), с многочисленными врезанными протоками и отшнурованными старицами, озерами вытянутой и изометричной формы. Высота поймы до 6 м, уступы ее крутые, если они подмытые, и пологие на участках сочленения низкой и высокой поймы.

Первая надпойменная терраса наблюдается почти повсеместно, но в виде отдельных участков. Ширина террасы по р. Дулгалах достигает 6 км. Высота бровки от 4–5 м (р. Ханах) до 10–12 м (р. Бынтай). Терраса с ровной поверхностью и четкой бровкой почти везде аккумулятивная, поверхность ее заболочена, с небольшими озерами.

В междуречье Лена–Вилуй первая надпойменная терраса занимает практически все пространство и имеет более ровную, чем пойма, заболоченную залесенную поверхность с относительной высотой от 8 до 14 м. Для нее характерны врезанные (на 3–4 м) протоки, озера. Терраса аккумулятивная. На правом берегу р. Лена первая надпойменная терраса прослеживается по всем крупным водотокам, достигая высоты 8–16 м на р. Лена и 4–6 м на ее крупных притоках. Ширина террасы не превышает 1,5–2,5 км в долине р. Лена, сужаясь до 0,3 км в долинах притоков. Время формирования первой надпойменной террасы поздний неоплейстоцен–голоцен.

Речные долины области низкогорного рельефа имеют хорошо выработанный продольный профиль и корытообразную форму поперечного профиля с пологими бортами и широкими ровными, реже слабоогнутыми склонами. Здесь развита вторая надпойменная терраса высотой 10–12 м. Распространена вторая терраса гораздо меньше, чем первая, прослеживается по долинам отдельными участками. Как правило, терраса цокольная с мощностью аллювия от 0,5 до 5 м. Поверхность террасы залесена, участками заболочена. Тыловой шов выражен нечетко. Площадка наклонена в сторону русла под углами 8–12°. Формирование второй надпойменной террасы происходило в каргинское и сартанское время.

В долине р. Лена вторая надпойменная аккумулятивная терраса 18–26-метрового уровня (абс. отм. 75–85 м) прослеживается вдоль правого борта на расстоянии свыше 25 км в виде узкой полосы. Поверхность террасы заболочена, залесена, имеет наклон до 1–2° в сторону р. Лена. Формирование террасы происходило во второй половине позднего неоплейстоцена.

Плиоцен-раннеоплейстоценовый комплекс (aN_2-Q_1) включает террасы более высоких уровней. Наиболее они изучены и распространены в Приленской равнине, но встречаются и в горной части изученной территории. В последней – надпойменные террасы высотой 20–40, 40–60, 60–80 м сохранились в виде редких реликтовых полей в долинах крупных и средних рек бассейна р. Лена. Ввиду фрагментарности их развития на геоморфологической схеме они не показаны. Эти поверхности явились днищами троговых долин последнего оледенения. Террасы обычно цокольные; рыхлые отложения на них, как правило, ледникового происхождения достигают мощности от 2–3 до 11–14 м. Ледниковые отложения представлены синевато-серой глиной с прослоями косослоистых песков и галек с валунами местных пород. Доледниковый аллювий чаще всего выпахан ледником, сохранился лишь в пониженных участках поверхностей террас и представлен желтой глиной со значительной примесью гальки и песка; мощность его достигает 1,5 м. Протяженность террас от нескольких сот метров до 2,5 км; ширина до 300 м.

Аркачанская поверхность с абсолютными отметками 1100–1400 м выделена в междуречье Аркачан–Дянышка. На выровненной поверхности встречены аллювиальные песчано-гравийно-галечные отложения. Форма выходов аллювия различная – западины, протяженные линейные высыпки (ширина до 20 м), изометричные останцы (диаметром до 2 м), приподнятые над общей поверхностью на 0,2–0,3 м. Галька и гравий в западинах и линейных, протяженных высыпках, как правило, без заполнителя (в некоторых местах очень плотно упакованы, имеют вид «мостовой») и часто соседствуют с элювием, в останцах – с заполнителем из песка алевритистого

бурого или серого. Галька разноразмерная (в основном мелкая и средняя, с включением крупной). Окатанность гальки и гравия — от очень хорошей до средней. Петрографический состав — песчаники и алевролиты. Возраст аллювия — ранний плиоцен.

В Приленской равнине к плиоцен-раннеоплейстоценовому комплексу отнесены смешанные террасы III—VIII надпойменных уровней [69, 15ф].

Бестяхская терраса (III надпойменный уровень) на территории листа Q-52 не установлена; южнее, за пределами площади работ, прослеживается на правобережье р. Лена. Ширина ее наиболее крупного сегмента до 3 км, протяженность 24 км. Цоколь террасы невысокий, близкий к урезу реки. Уступ ее крутой, бровка четкая. В составе аллювия пески светло-серые мелко- и среднезернистые, иногда с примесью гравия и редкой хорошо-окатанной гальки, обломков древесины. Характерна горизонтальная, реже косая слоистость. Мощность до 8,5 м. Почти везде аллювий террасы перекрыт более молодыми озерно-аллювиальными и криогенно-эоловыми отложениями. В местности Самыс-Кумах на поверхности песчаного массива развит дюнный рельеф. Сформировалась бестяхская терраса в начале среднего неоплейстоцена.

Размытый аллювий оручанской террасы (IV надпойменный уровень), залегающий на цоколе верхнемезозойских пород, обнажается в 10 км выше устья р. Люнкюбей в прижиге правого берега. Высота террасы 35—37 м, цоколя — 22—30 м. Абсолютные отметки поверхности террасы 100—110 м, ширина ее не превышает 200—300 м, видимая протяженность более 2 км, к югу и юго-востоку терраса погребена под покровными криогенно-эоловыми рыхлыми образованиями. В приустьевой части р. Вилкой отложения оручанской террасы вскрываются в верхней части 28-метрового уступа Оюнь-Хайинского денудационно-эрозионного останца на цоколе нижнемеловых слабосцементированных песчаников. С поверхности терраса перекрыта чехлом (2—10 м) криогенно-эоловых супесей, в основании которых отмечаются линзовидные скопления ветрогранников. Абсолютные отметки поверхности оручанской террасы на этих денудационно-эрозионных останцах не превышают 90—100 м. Поверхность террасы выровнена, с заметным наклоном (до 1—2°) на восток и северо-восток к руслу р. Лена. Время формирования оручанской террасы — вторая половина раннего неоплейстоцена.

Пеледуйская терраса (V надпойменный уровень) развита на юго-западе рассматриваемой территории (правобережье р. Лена, в междуречье Люнкюбей—Чочума). Терраса в основном перекрыта покровными лессовыми образованиями, лишь на крутых бровках террасы отмечается аллювиальный галечник, смешанный с вышележащими эоловыми супесями и угловатыми обломками местных пород. Относительные превышения над руслом р. Лена до 55 м. Терраса смешанная, в цоколе (высота его до 45 м) — нижнемеловые породы. Абсолютные отметки поверхности террасы 110—130 м. Ширина террасы на юге района 8—10 км и далее к северо-западу терраса прослеживается узкой полосой (0,5—1,0 км), постепенно расширяясь до 3—4 км близ западной рамки листа. Поверхность пеледуйской террасы выровненная, слабо наклонена к руслу р. Лена. Она повсеместно заболочена, расчленена распадками и ручьями, на ней отмечаются термокарстовые озера округлой формы. В пределах левобережной части р. Лена пеледуйская терраса сохранилась лишь на эро-

зионно-денудационных останцах Таас-Тумуса и Собо-Хайя, примерно на таких же гипсометрических уровнях, что и на правом борту Ленской долины. Сверху слабобрасчленная поверхность террасы перекрыта лессовыми образованиями. Время формирования пеледуйской террасы – первая половина раннего неоплейстоцена.

Тустахская терраса (VI надпойменный уровень) выделена на правом борту р. Лена (напротив устья р. Виллюй) в виде небольшого фрагмента (размером 4–6 км²) с развитым на нем галечником с валунами, залегающим на цоколе высотой 60–70 м. С поверхности аллювий террасы перекрыт склоновыми отложениями, представленными супесями с примесью угловатых обломков местных пород и мелкозема. Абсолютные отметки поверхности террасы 150–160 м, относительные превышения 70–80 м, высота уступа около 10 м. Поверхность площадок террасы довольно круто (3–5°) наклонена к руслу р. Лена. Время формирования тустахской террасы – вторая половина эоплейстоцена.

Черендейская терраса (VII надпойменный уровень) на территории листа Q-52 не установлена; южнее, за пределами площади работ, прослеживается по обоим бортам р. Лена. Максимальная ширина террасы до 15 км. Высота цоколя – 100–130 м. В составе аллювия пески с единичными прослоями галечника. Почти везде аллювий террасы перекрыт более молодыми криогенно-эоловыми отложениями. Поверхность террасы неровная, с локальными углублениями. Сформировалась черендейская терраса в первой половине эоплейстоцена [67].

Табагинская терраса (VIII надпойменный уровень) по данным бурения и геолого-геоморфологического картирования условно выделена на правом борту долины р. Лена на абсолютных отметках 180–200 м. Поверхность террасы, с относительным превышением 120–140 м, выровненная, с заметным наклоном (до 2–3°) в сторону русла р. Лена. Уступ крутой, ступенчатый, высотой до 8 м. Ширина террасы 0,5–0,7 км. Время формирования табагинской террасы – средний плиоцен [15ф].

Погребенная гидросеть. В отмерших долинах Янского плоскогорья между реками Бытантай и Дулгалах сохранился погребенный аллювий древней гидросети эоплейстоценового возраста. Состав – галечники со связующей массой глинистого буроватого песка, мощность – до 5 м. Отложения плохо сохранились и не обнажены [58].

Пролювиальный тип представлен пролювиальными конусами выноса и шлейфов подножий.

Пролювиальные конусы выноса и шлейфы подножий (рQ_{III–II}) наблюдаются как в устьях временных водотоков, так и в устьях крупных притоков основных рек. Первые характеризуются более четким рисунком в плане, выпуклым поперечным профилем и крутонаклонной (до 7°) поверхностью шириной до 300 м. Вторые имеют слабовыпуклый поперечный профиль, полого наклоненную поверхность (до 1,5°) и большую ширину (до 3 км). В устье р. Халдан площадь конуса выноса достигает 13 км² [61]. На р. Бытантай часты конусы выноса высотой 8–10 м, шириной до 2 км, опирающиеся на первую террасу и высокую пойму. Время формирования пролювиальных конусов выноса – поздний неоплейстоцен–голоцен.

Бассейновая подгруппа представлена образованиями позднеэоплейстоцен-голоценовых и средне-позднеэоплейстоценовых озерно-аллювиальных террас.

Поздненеоплейстоцен-голоценовая озерно-аллювиальная поверхность (laQ_{III-H}) развита в обширных плоских котловинах, расположенных в верховьях р. Тэнки, в долинах рек Быгантай, Ханнах и др. (северо-восточная часть территории листа). Поверхность ровная, слабо наклоненная в сторону русла. Бровка четкая с относительной высотой 15–20 м, тыловой шов зачастую завуалирован склоновыми образованиями. Время формирования – вторая половина позднего неоплейстоцена–голоцен.

Средне-поздненеоплейстоценовая озерно-аллювиальная поверхность (laQ_{II-III}) с абсолютными отметками 80–90 м выделяется на левом берегу р. Лена в районе устья р. Виллой. Образование ее связано с мощным субквально-осадко-накоплением, происходившим во второй половине среднего–начале позднего неоплейстоцена. Поверхность выровненная, слабо наклонена к северо-востоку; изобилует ручьями, проточками и промоинами, заболоченными ложбинами, озерами, вытянутыми преимущественно в северо-западном направлении. В озерно-аллювиальный уровень вложены первая терраса и пойма. Часть поверхности перекрыта муруктинско-сартанскими лессовыми отложениями [58, 15ф]. Время формирования – вторая половина среднего – начало позднего неоплейстоцена.

Гляциальную подгруппу формируют ледниковый, гляциофлювиальный и ледниково-озерный типы рельефа.

Ледниковый рельеф (gQ_{III}) развит в пределах предгорной равнины и в долинах рек горной части территории. Выражен он в основном участками бугристо-холмистого рельефа на моренах зырянского и сартанского возраста, а также холмисто-грядовым рельефом. Бугристо-холмистый рельеф на основной морене зырянского времени характеризуется слегка всхолмленной поверхностью, сартанского времени – уплощенной поверхностью с невысокими холмами, мелкими буграми и довольно глубокими западинами. Высота бугров – от 20–30 до 50–70 м. Лучше сохранились моренные холмы сартанского оледенения. Холмисто-грядовый рельеф наблюдается на конечной морене сартанского времени. Это холмистые дугообразные гряды различной высоты – от 20–30 м (долина р. Хобол) до 100 м (долина р. Быгантай). Между валами расположены обширные межморенные амфитеатры.

В долинах рек Ундюлюнг, Бырандя и Деген-Юряге имеется «классический» холмисто-западинный рельеф, состоящий из холмов, валообразных гряд, ледниково-озерных заболоченных понижений. Отдельные холмы достигают высоты 10 м, а валы – 600 м длины. По бортам трогов местами прослеживаются на многие километры бугристые гряды боковых морен сартанского времени. Бугры имеют высоту 3–5, редко 15 м.

Гляциофлювиальный рельеф (fQ_{III}) развит на днищах трогов зырянского и сартанского возраста. Это цокольные или аккумулятивные террасы высотой от 8–12 до 20–30 м; в долине р. Мархаттаха высота террасы более 40 м. Поверхность террас относительно ровная, с заметным (до 2–3°) наклоном к руслу реки, уступ крутой. Тыловой шов четкий, реже перекрыт склоновыми образованиями. В поле развития как основной, так и конечной морен наблюдаются многочисленные камы (на схеме не показаны). Относительная высота их 5–15 м.

К аккумулятивному рельефу относятся также широкие (площадью более 40 км²) поля развития гляциофлювиальных образований, располагающихся перед фронтом конечных морен. В рельефе они выражены шлейфа-

ми, отходящими от каждой конечноморенной гряды. Эти поверхности имеют равнинно-холмистый, пологобугристый облик. Холмы обычно вытянутой и дугообразной формы, высотой 20–50 м, длиной 0,2–1,5 км.

Ледниково-озерный рельеф (IgQ_{III}). Во внутренней части моренных амфитеатров и между валами конечных морен, а также на всхолмленной поверхности основной морены имеются участки западного рельефа, связанного с озерными накоплениями. Ледниково-озерная поверхность ровная, заболоченная. Наиболее глубокие понижения являются котловинами ледниковых озер с характерной лопастной береговой линией. Размеры озер колеблются от нескольких десятков метров до 1,5–2 км в поперечнике, в плане они имеют вытянутую форму, ориентированную вдоль долины водотока, дренирующего этот участок моренно-холмистого рельефа. Время формирования гляциального рельефа – поздний неоплейстоцен.

Большую роль в формировании облика рельефа сыграла экзарационная деятельность ледников. В результате неоднократного их наступления долины рек были значительно расширены, поэтому практически все они имеют форму трогов. Большинство реликтов днищ трогов расположены над днищами современных долин на высоте 30–50 м. Ширина троговых долин от 220–300 м до 5 км. Сочленение днищ трогов со склонами выражено отчетливо, но в большинстве случаев закрыто делювиальными шлейфами. Склоны, образовавшиеся в результате выпаивающей деятельности ледников, часто несут следы ледниковой обработки (ледниковые шрамы, бараны лбы и т. д.).

К ледниковым формам рельефа отнесены кары и цирки, плечи трогов, маргинальные каналы (на схеме показана лишь первая форма). Ледниковые цирки и кары расположены в пределах абсолютных высот более 1700 м. Крупные кары достигают в поперечнике 2–3 км при высоте обрывистых стенок до 400 м и крутизне их 50–70°. Здесь развиты процессы обвальнокамнепадного сноса. В верхних частях склонов, обработанных ледником, отмечаются плечи трогов в виде наклонных площадок шириной 1–2 км, иногда с резким уступом к днищу более молодого трога.

В днищах троговых долин наблюдаются продолговато-овальные холмы – друмлины. Они в основном сложены коренными породами с мало мощным плащом ледниковых отложений и ориентированы длинной осью вдоль долины. Длина друмлинов достигает 5–6 км, высота – 10–40 м.

Маргинальные каналы (на схеме показаны направления стока талых вод) представлены ложбинами вдоль склонов длиной 300–500 м при ширине до 100 м и глубине 20 м. В днищах маргинальных каналов отмечены хорошоокатанные валуны.

В районе повсеместно развиты седловины перетекания ледников двух типов: одни из них (200–300 м) с крутыми осыпными бортами (до 30–40°) формировались при преобладающей экзарационной ледниковой деятельности, другие имеют широкие (до 3 км) выработанные, слабосхолмленные днища с пологими склонами, перекрытые чехлом моренных образований в виде холмов и гряд высотой до 15 м. Здесь же в понижениях отмечаются ледниковые озера. Эти седловины, вероятно, являлись фирновыми бассейнами, питающими долинными ледниками.

Криогенная подгруппа представлена лессовыми образованиями позднего неоплейстоцена.

Лессовый рельеф (LQ_{III}) наблюдается на право- и левобережье р. Лена, выше устья р. Люнкюбей, в месте расширения долины. Это слаборасчлененная равнина, сложенная лессовыми образованиями, сформировавшимися в результате криопедоэлювиального преобразования эоловых отложений в муруктинско-сартанское время позднего неоплейстоцена. Эти рыхлые покровные осадки перекрывают аллювий оручанской и пеледуйской смешанных террас. Поверхность выровнена, с небольшим наклоном (до 2°) к руслу р. Лена, расчленена современной гидросетью на отдельные увалы. Относительные превышения равнины над руслом р. Лена составляют 35–40 м, а вблизи тылового шва (на правобережье) достигают 100–120 м. Ширина равнины не превышает 20–25 км, абсолютные отметки поверхности равнины 110–170 м. Время формирования – поздний неоплейстоцен.

К криогенно-флювиальному рельефу относятся наледные поляны, расположенные в долинах рек. Они образуют широкие (до 1,5–2 км) и протяженные (более 5 км), с мощностью льда 3–5 м, плоские каменистые поверхности пойм, нередко занимая все днища долин. Некоторые наледи являются многолетними.

Возраст аккумулятивного рельефа определяется по слагающим его коррелятным отложениям квартера.

Техногенная группа

Следует отметить наличие на рассматриваемой территории техногенного рельефа, который имеет крайне ограниченное распространение. Он представлен отвалами на участках отработки россыпей по руч. Чочимбал (бассейн истоков р. Дяньшка) и руч. Аномальный (бассейн р. Дулгалах). Образует холмисто-западинные наложенные формы. Отвалы призматической формы, высотой до 7 м, шириной десятки–первые сотни метров, распространены на протяжении 5–8 км. В настоящее время россыпи отработаны. Возраст техногенного рельефа современный, поскольку время разработки месторождений – конец XX в.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

К концу позднего мела как в Западно-Верхоянской, так и в Яно-Оймяконской областях при завершении коллизионных процессов сформировался горный рельеф и тектонические движения начали ослабевать. В последующее время в истории развития рельефа устанавливаются следующие основные этапы:

1) палеоцен–начало олигоцена – время относительной тектонической стабилизации: выравнивание рельефа и образование каолиновой коры выветривания;

2) вторая половина олигоцена – время тектонической активизации, расчленения палеогеновой поверхности выравнивания;

3) неоген – время относительного тектонического покоя: выравнивание рельефа и образование гидрослюдистой коры выветривания;

4) плейстоцен – время тектонической активизации, расчленения неогеновой поверхности выравнивания, оледенения.

С палеоцена до начала олигоцена в Верхоянской складчатой стране и Яно-Оймяконской области, в связи с наступившим вслед за орогенезом ослаблением тектонической активности, началась деградация ранее созданного рельефа. В это время на низкогорных выровненных пространствах господствовали процессы каолинового выветривания. К концу данного промежутка времени территория представляла собой пологосклонную денудационную равнину с возвышающимися над ней останцами.

Начавшиеся во второй половине олигоцена мощные неотектонические движения были пространственно дифференцированы. В результате сводовых и блоковых движений, которые унаследовали план, направления и знак более древних, были созданы главные структурные элементы рассматриваемой территории. Наиболее мобильным оказался район Западного Верхоянья, где были уничтожены следы древнего выравнивания. Амплитуда вертикальных перемещений достигала приблизительно 1000 м, что обусловило резкое омоложение выровненного и сглаженного рельефа, смыв коры выветривания и заполнение близлежащих впадин континентальными осадками. В Яно-Оймяконской области неотектонические движения были слабее, в связи с чем она обособилась как район небольших поднятий.

В неогеновый период наступила еще одна эпоха выравнивания с образованием кор выветривания. Этот этап выравнивания проходил при расчлененном рельефе и в условиях теплоумеренного климата, когда интенсивно развивались процессы окисления, а переработка материала приводила к неполному профилю корообразования, достигая только гидрослюдистой стадии. Вместе с деструкцией рельефа были разрушены и коренные источники полезных ископаемых. Высвобожденные полезные минералы были частично сконцентрированы в долинах плиоценовой гидросети, частично рассеяны на выровненной поверхности.

Оживление неотектонических движений, начавшееся в плейстоцене, привело к переработке рельефа. Неотектонические движения, в общем, имели характер поднятий, но проявились неодинаково и не всегда одновременно в разных частях территории. Верхоянская горная область развивалась в обстановке усиливающихся сводовых поднятий с одновременным перемещением оси поднятия к востоку. Перехваты реками, имеющими базисом эрозии р. Лена, вершин рек восточного склона, образование долин прорыва и т. п., вызвало серьезное перераспределение речной сети. В результате сводовое поднятие было расчленено на отдельные цепи сложной конфигурации. Заложилась современная гидросеть. На р. Лена образовались высокие цокольные террасы.

В отличие от Верхоянья Яно-Оймяконская горная область отставала в поднятии и ее речная сеть не претерпела радикальной перестройки. Последняя сводилась к сокращению бассейна р. Яна за счет перехватов. Произошло эрозионное углубление долин в бассейнах рек Бильях и Ньюэле.

На развитие рельефа изученной территории в четвертичном периоде, как и Северо-Востока в целом, оказали большое влияние оледенения, обусловленные мощным похолоданием климата. Среднеплейстоценовое самаровское оледенение, преобразовавшее рельеф Верхоянской горной области в альпинотипный, по мнению некоторых авторов, было полупокровным. Направление движения ледников определялось общим уклоном горного массива. Сформировавшиеся ледниковые отложения были почти

полностью уничтожены последующими зырянским и сартанским ледниками.

Зырянское (вторая четверть позднего неоплейстоцена) оледенение в Верхоянье было наиболее крупным. От него сохранились реликты экзарационных поверхностей выравнивания на различных уровнях — от 200 до 280—300 м выше тальвега современных долин. Последнее, сартанское оледенение (последняя четверть позднего неоплейстоцена) почти не уступало по площади распространения зырянскому. С ним связаны трюги от 60—80 до 180—200-метрового уровня (выше днищ современных долин), а также цирки, кары, конечно-моренные образования, водно-ледниковые террасы.

В конце позднего неоплейстоцена в связи с таянием ледников сформировались основные черты современного горного рельефа. В голоцене продолжается интенсивное воздымание, в результате эрозии образовалась первая надпойменная терраса, высокая пойма, формируется пойма [27, 213].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие территории происходило в несколько крупных этапов, соответствующих выделенным структурным ярусам. Наибольшие сложности возникают при описании ранних этапов эволюции земной коры (архей—средний палеозой), т. к. образования этого возраста на исследованной территории не обнажены. Об их составе и условиях формирования можно судить лишь по немногочисленным Sm-Nd изотопным данным, полученным для пород фундамента, вскрытого в глубоких скважинах, расположенных вне листа карты, а также по геофизическим данным.

Архейско-раннепротерозойский этап

В составе доверхнепротерозойского фундамента на большей, северо-восточной, части территории условно выделяется Беректинский тоналит-трондьемито-гнейсовый террейн Восточно-Якутского протократона, возраст метаморфизма пород в котором за пределами листа карты был определен в 1,98 млрд лет. На юго-востоке (здесь и далее в современных координатах) террейн контактирует с образованиями Тюнгского гранулит-ортогнейсового террейна Далдыно-Алданского гранулитового пояса. 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). Террейны разделены Билляхской зоной тектонического меланжа, которая на юго-востоке листа сливается с Тьркандинской и Улканской зонами меланжа. Они сформированы в период с 2,1 по 1,8 млрд лет и прослеживаются под платформенным чехлом по интенсивным линейным положительным магнитным аномалиям [234]. В этот этап произошло становление единого как для Сибирской платформы, так и для ВСНП фундамента Северо-Азиатского кратона.

Позднепротерозойско-раннепалеозойский этап

В начале этапа произошло образование входящего в структуру фундамента восточной окраины Северо-Азиатского кратона Лено-Алданского орогенного пояса, который на юго-западе сочленяется с одновозрастным Нюрбинским орогенным поясом. Выделение этих орогенных поясов основывается на интерпретации аэромагнитных данных, единичных Sm-Nd датировках пород из керна глубоких скважин [234] и объясняет результаты

палеомагнитных исследований рифейских пород Сибирской платформы. Предположение о существовании этих поясов подкрепляется также находками в средне-верхнерифейских отложениях Южного сектора ВСНП цирконов с возрастом 1500–1050 млн лет (^{207}Pb – ^{206}Pb , SHRIMP [282]). В конгломератах нижнего карбона на севере ВСНП известны валуны гранитов, которые K–Ar методом датированы в 906–1337 млн лет [40]. Предполагается, что конгломераты формировались в прибрежной зоне вблизи поднятия фундамента, сложенного гранитами, метаморфизованными песчаниками и кварцитами и расположенного в районе современного фронта ВСНП. Предполагается, что орогенные пояса были сформированы в конце раннего рифея, т. е. около 1400 млн лет назад. В среднем–позднем рифее происходило формирование 3-лучевых рифтовых систем, определивших раскол в начале вендского времени протерозойского суперконтинента Родиния. Эти процессы могли захватывать также и исследованную территорию. В венде, как и в прилегающих районах Сибирской платформы, началась крупная трансгрессия, максимум которой пришелся на ранний–средний кембрий. В это время накапливались маломощные глубоководные отложения открытого морского бассейна, перекрытые позднекембрийскими, ордовикскими и силурийскими относительно мелководными осадками карбонатной платформы.

Девонско-ранневизейский этап

Определяется широким проявлением процессов континентального рифтогенеза на восточной окраине платформы [241, 259, 53, 41]. На исследованной территории формировалась 3-лучевая рифтовая система, представленная восточным окончанием Вилюйского палеорифта, сопряженными Верхоянской и Дербекинской рифтогенными впадинами, установленными по результатам интерпретации геофизических полей (см. раздел «Глубинное строение»). Причиной, вызвавшей рифтогенез, мог быть Якутский нижнемантийный плюм, положение которого в зоне сочленения указанных рифтов было реконструировано на основе анализа субрадиальной ориентировки среднепалеозойских базитовых дайковых поясов в смежных районах Сибирской платформы [275, 134].

Хорошо изученные синхронные образования в Вилюйском палеорифте представлены среднедевонскими маломощными доломитами, известняками, мергелями и верхнедевонско-нижнекаменноугольными песчаниками, алевролитами, доломитами, известняками, мергелями, гипсами, ангидритами континентального генезиса. Характерны покровы базальтов, мощные толщи каменной соли и конгломераты [53]. Накопление подобных образований могло происходить и в пределах исследованной территории, на что указывают гипс-ангидритовые штоки, включающие фрагменты девонских известняков и обломки долеритов.

Формирование девонских толщ с эвапоритами, представленных гипсами и ангидритами видимой мощностью более 600 м, происходило непосредственно к северу от рассматриваемого района. Процессы растяжения сопровождалась образованием расколов земной коры, сбросами субмеридионального и северо-восточного простирания. В конце девонского–на-

чале каменноугольного периода обособились Джарджанское, Якутское и Янское поднятия, ограниченные крупными листрическими сбросами, образующими односторонние полуграбены. По сбросам происходило ступенчатое опускание консолидированного фундамента к центральным частям рифтогенных впадин. На Джарджанском поднятии, по всей видимости, происходило излияние мощных лавовых потоков основного состава, установленных на основе интерпретации геофизических данных. Сходная ситуация происходила в Вилуйском палеорифте, где наибольшие мощности покровов базальтов локализованы за пределами рифтовых впадин [207]. В пределах поднятий (по данным бурения западнее исследованной территории) на раннекембрийский фундамент налегают пермские и триасовые отложения. Венд-кембрийские осадки, которые существовали здесь ранее, были эродированы в период рифтогенеза. Эти поднятия аналогичны таковым, сопряженным с Ыгыаттинской, Кемпендяйской и другими рифтовыми впадинами Вилуйского палеорифта. Турнейские существенно карбонатные породы согласно перекрывают девонские толщи.

На заключительных стадиях этапа в ранневизейское время произошло резкое углубление бассейна осадконакопления. За короткое время накопилась мощная толща мелководных конгломератов с прослоями пепловых туфов, которая образовывалась у ограниченного сбросами подножия Джарджанского поднятия [39, 40, 38]. Состав галек конгломератов свидетельствует о размытии как протерозойских образований цоколя поднятия, так и перекрывающих его палеозойских терригенно-карбонатных пород. Восточнее синхронно накапливались глубоководные кремнистые отложения с пропластками гравититов открытого моря. В это время еще не существовало крупных речных систем. В девонско-турнейское время осадки отлагались в солеродных лагунах и в периодически затопляемых морскими водами озерах. В раннем визе грубообломочные толщи формировались у подножия сбросовых эскарпов. Огромная масса разнородного материала выносилась в прибрежные части морского водоема и смешивалась здесь с береговыми обвалами. Грубый обломочный материал поступал с континента отдельными порциями; в промежутки между поступлениями происходила его переработка. Климат был аридным. Согласно палеомагнитным данным, территория в это время находилась в низких широтах (в районе тридцатого градуса) [195].

Поздневизейско-позднепермский этап

В начале этого этапа в раннем карбоне на востоке Северо-Азиатского кратона в результате среднепалеозойского рифтогенеза произошло отчленение протяженных линейных фрагментов земной коры и образовался Оймяконский малый океанический бассейн [195]. В поздневизейское время в результате крупной трансгрессии началось накопление терригенных толщ верхоянского комплекса. Отложения перекрывали с несогласием и конгломератами в основании как древние образования Джарджанского и Якутского поднятий, так и среднепалеозойские, выполняющие полуграбены, толщи. Это несогласие знаменует окончание рифтового и начало дрифтового этапа развития восточной части Северо-Азиатского кратона, син-

хронного спредингу и раскрытию Оймяконского океана. Собственно, с этого времени началось образование Верхоянской пассивной континентальной окраины [191], а несогласие в основании верхоянского комплекса можно рассматривать как несогласие растяжения (break-up unconformity). Образование обширной зоны опускания могло произойти в результате термального прогибания земной коры, которое последовало после разогрева и утонения коры в процессе девонского и раннекаменноугольного рифтогенеза. Отсутствие угловых несогласий в турнейских толщах и, напротив, наличие предверхневизейского перерыва в западной части Орулгана [39] позволяет предположить, что в Западном Верхоянье формирование пассивной окраины началось несколько позже, чем Южном, где несогласие растяжения сформировалось в турнейском веке [253].

На западе территории начиная с вилейско-намуро-накапливались лагунные отложения. На месте восточной части Вилейской синеклизы располагался глубоко вдающийся в сушу обширный мелководный морской лиман в устьевой части крупной реки – палео-Вилюя, которая, начиная с этого времени, становится основным поставщиком обломочного материала в проксимальную зону Верхоянской пассивной окраины. Долина реки располагалась над поверхностью среднепалеозойского Вилейского палеорифта. Восточнее, начиная с раннего карбона, осадки накапливались преимущественно в зоне лавинной седиментации. Позднепалеозойское осадконакопление связывается с возвратно-поступательным движением береговой линии в результате эвстатических колебаний уровня моря на фоне постепенного выдвигания фронтальной части дельты в глубь палеобассейна и заполнения его осадочным материалом [32], а также в результате медленного устойчивого прогибания дна при увеличении нагрузки за счет накопления мощных толщ. В раннекаменноугольное время образовывались аллювиально-дельтовые морские осадки, сменяющиеся по латерали и вертикали песчаными осадками шельфа и подножия субаквальной дельты палео-Вилюя. Многопорядковая ритмичность этих осадков свидетельствует об их накоплении в условиях интенсивного тектонического прогибания и вследствие скачкообразного перемещения заполнявшихся наиболее грубым материалом подводных промоин авандельтовых конусов. На шельфе формировались отложения донных течений, перемежающиеся с пелитовыми биотурбированными осадками междельтовых участков. В районе континентального склона происходило накопление подводно-коллювиальных толщ, олистостром и отложений песчаных зерновых и разжиженных потоков. Были широко проявлены дистальные лопасти продельты [268]. Осадконакопление в раннем–позднем карбоне происходило в авандельтовой обстановке в условиях дефицита обломочного материала, что объясняется опережением спрединга в Оймяконском океане темпов компенсации прогиба осадками [265]. Климат в каменноугольную эпоху был теплый и умеренно теплый, температурные колебания незначительны.

В позднекаменноугольное и раннепермское время происходила дальнейшая проградация дельты палео-Вилюя в северо-восточном направлении. На западе располагалась озерно-болотная низменная равнина, временами заливаемая морем. На восток от авандельты, вероятно, располагался шельф и континентальный склон. В позднем карбоне происходило неоднократное выдвигание авандельты в сторону открытого моря с фор-

мированием аккумулятивной равнины, которая подвергалась периодическому дополнительному подтоплению вследствие эвстатических колебаний уровня моря. Вместе с тем, накопление осадков происходило и в межавандельтовой обстановке внешнего шельфа или продельты [180]. В ранней перми значительных выдвигений дельты не отмечено. Отложения формировались при периодическом перемещении области осадконакопления из зоны внутреннего шельфа в сторону внешнего шельфа, вдоль которого проходили контурные течения. Резкая смена фациальных обстановок на протяжении раннего карбона и ранней перми могла происходить вдоль сбросов консолидированного фундамента, образовавшихся еще в процессе среднепалеозойского рифтогенеза. В конце ранней перми происходила значительная проградация авандельты с образованием прорывающих ее каналов, а на краю склона закладывались подводные каньоны. В верхней части склона накапливались турбидиты. Рельеф склона был расчлененным, существовала система подводных оползневых террас, образовывались дебризные потоки и гравититы [180].

В позднепермскую эпоху на западе преобладали прибрежные и лагунно-континентальные условия седиментации; существовала аллювиально-дельтовая низменная равнина, изредка заливавшаяся морем. Восточнее продолжалось формирование дельтового и авандельтового комплексов, которые далее в восточном направлении сменялись обстановками склона и его подножия.

Наиболее значительная трансгрессия моря проявилась в самом начале ранней перми в ассельский век, в раннеартинский век, в конце артинского века, в самые ранние этапы поздней перми и в позднеказанский век. Максимальные регрессии отмечаются в конце ранней (кунгурский век) и в конце поздней перми (татарский век) [247]. В пермскую эпоху происходит расширение Оймяконского океана, и поставки терригенного материала резко увеличились.

В перми климат приобрел поясную зональность. В начале периода он был довольно холодным или умеренно холодным. В последующее время до конца перми происходило потепление климата, сопровождавшееся избыточным увлажнением. Согласно палеомагнитным данным, территория в это время находилась в средних широтах (в районе шестидесятого градуса) [192].

Триас-раннеюрский этап

В эту эпоху на западе территории были широко развиты лагуны, которые по направлению к платформе сменялись субаэральными дельтами, речными руслами, поймами и болотами [22]. Общая регрессия моря в конце перми и начале триаса привела к перерыву в осадконакоплении, в результате чего из разреза выпали верхняя часть татарского и нижняя индского ярусов. В середине индского века, в связи с регрессией, лагунные обстановки продвинулись далеко на восток. Происходило неоднократное наступление аллювиально-дельтовых равнин на периодически осушавшиеся мелкие лагуны. В это же время ограниченно проявились процессы рассеянного рифтогенеза на борту пассивной континентальной окраины, которые сопровождались локальными вспышками основного вулканизма. Накап-

ливались туфы, туффиты, туфопесчаники и туфоалевролиты. На нижних горизонтах верхнепалеозойского разреза формировались дайки долеритов, которые служили подводными каналами базальтовых покровов и силлов долеритов. По времени это событие близко к образованию пермо-триасовых траппов Тунгусской синеклизы, происхождение которых объясняется воздействием нижнемантийного Сибирского суперплюма [106]. На востоке территории в раннем инде существовали глубоководные обстановки подножия континентального склона, формировались средние и нижние конусы выноса [180].

В оленекском веке обстановки осадконакопления существенно изменились в период максимальной морской трансгрессии, и временами море проникало далеко на запад. С юга и запада раннеоленьский морской бассейн окаймляли мелководные лагуны, в которых накапливались пестроцветные и красноцветные алевриты. Со второй половины века намечилось сокращение площади этого бассейна, прерываемое кратковременными трансгрессиями [262]. Для этого времени характерен преимущественно песчаный состав осадков с линзами конгломератов и гравелитов края дельтово-аллювиальной равнины. На востоке территории накапливались осадки конденсированных разрезов псевдоабиссальной равнины и нижних конусов выноса [180].

В среднетриасовую эпоху обстановки лагун на западе сменились условиями аллювиально-дельтовой равнины, а на востоке осадконакопление продолжалось в верхней части склона, на склоновых террасах и у подножия склона. В карнийское время произошла новая морская трансгрессия. На западе бассейна осадконакопления отложения формировались на прибрежном мелководье дельтовой равнины. Во второй половине нория бассейна обмелел, и на рубеже нория и рэта в результате трансгрессии значительная часть разреза норийских толщ была размыта. На востоке седиментация происходила в условиях авандельты, сменившихся в позднем нории и рэте обстановками сублиторали. В начале юрского периода обширная морская трансгрессия охватила всю восточную часть Северо-Азиатского кратона и достигла максимума в тоаре. Геттанг-плинсбахские осадки, накапливавшиеся в условиях авандельты, перекрылись позднеплинсбахскими относительно глубоководными шельфовыми отложениями.

В целом в этот этап произошла дальнейшая проградация отложений пассивной окраины в восточном направлении. Оймяконский океан достиг, по всей вероятности, своего максимального размера, и мощные толщи позднего триаса восточнее исследованной территории могли располагаться как на континентальной коре переходного типа, так и перекрывать океаническую кору.

Реконструкция раннемезозойских питающих провинций Верхоянской пассивной континентальной окраины на основе U-Pb изотопной геохронологии обломочных цирконов [204] позволила установить следующие источники поступления обломочного материала: 290–320 млн лет – Баргузино-Витимский батолит (Забайкалье); 367–395 млн лет – Вилюйский палеорифт; 440–560 млн лет – гранитные батолиты Алтае-Саянского складчатого пояса, метаморфические образования Прибайкалья и магматические породы Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса и южной части Енисейского кряжа; 700–900 млн лет – Енисейский кряж;

1120–1300 млн лет — Северное Прибайкалье; 1680–2100 млн лет — Енисейский кряж и Северное Прибайкалье; 2350–2900 млн лет — Алданский щит, Сунтарское и Якутское поднятия Сибирской платформы. Таким образом, в триасовое время происходил размыв магматических и метаморфических образований как Байкальской горной области, так и Прибайкалья, Восточного Саяна, Енисейского кряжа, Алданского щита, и транспортировка кластики крупным речным потоком — палео-Вилюем в Верхоянский палеобассейн. Аналогичные источники реконструируются и для пермских, и для юрских отложений этой части пассивной окраины, что свидетельствует как о единстве питающих провинций, так и о длительном существовании палео-Вилюя на протяжении позднего палеозоя и большей части мезозоя.

Согласно палеомагнитным данным, территория в позднем триасе—ранней юре находилась в высоких широтах [192]; климат в целом в раннем триасе был аридный, а в среднем триасе—ранней юре стал мягче в связи с резким усилением влажности и обводненности региона.

Средне-позднеюрский этап

В ааленский век в результате морской трансгрессии оказались почти полностью размытыми отложения тоарского яруса. В аален-среднебатское время накапливаются прибрежно-морские толщи средней и верхней сублиторали. В позднебатское—оксфордское время морские условия в связи с заполнением бассейна осадконакопления осадками сменяются прибрежно-континентальными и континентальными с широким развитием лагун, эстуариев, речных пойм и прибрежных заболоченных озер, в которых отлагались угленосные осадки.

Средне-позднеюрская эпоха характеризуется некоторым похолоданием и проявлением существенных сезонных колебаний температуры [247]. Северо-Азиатский кратон в это время сместился на юг и район располагался в средних широтах [192].

Термальное опускание восточной части платформы, начавшееся в среднем карбоне, сохранялось и в среднемезозойское время. Под нагрузкой многокилометровых толщ верхоянского комплекса, накопившихся в процессе формирования пассивной континентальной окраины, произошло прогибание земной коры и образовалась опущенная восточная окраина Северо-Азиатского кратона. В среднеюрское время, по-видимому, началось закрытие Оймяконского океана, продолжавшееся до конца юры. К этому времени закончилось развитие и Верхоянской пассивной окраины. Таким образом, среднепалеозойский и вышезалегающий мезозойский разрезы Западного Верхоянья содержат все основные элементы, характеризующие развитие пассивной окраины — рифтовый комплекс, несогласие растяжения и дрифтовый комплекс.

Позднеюрско-меловой этап

Формирование деформационной структуры Западно-Верхоянского сектора ВСНП началось в конце поздней юры—раннем неокоме после зак-

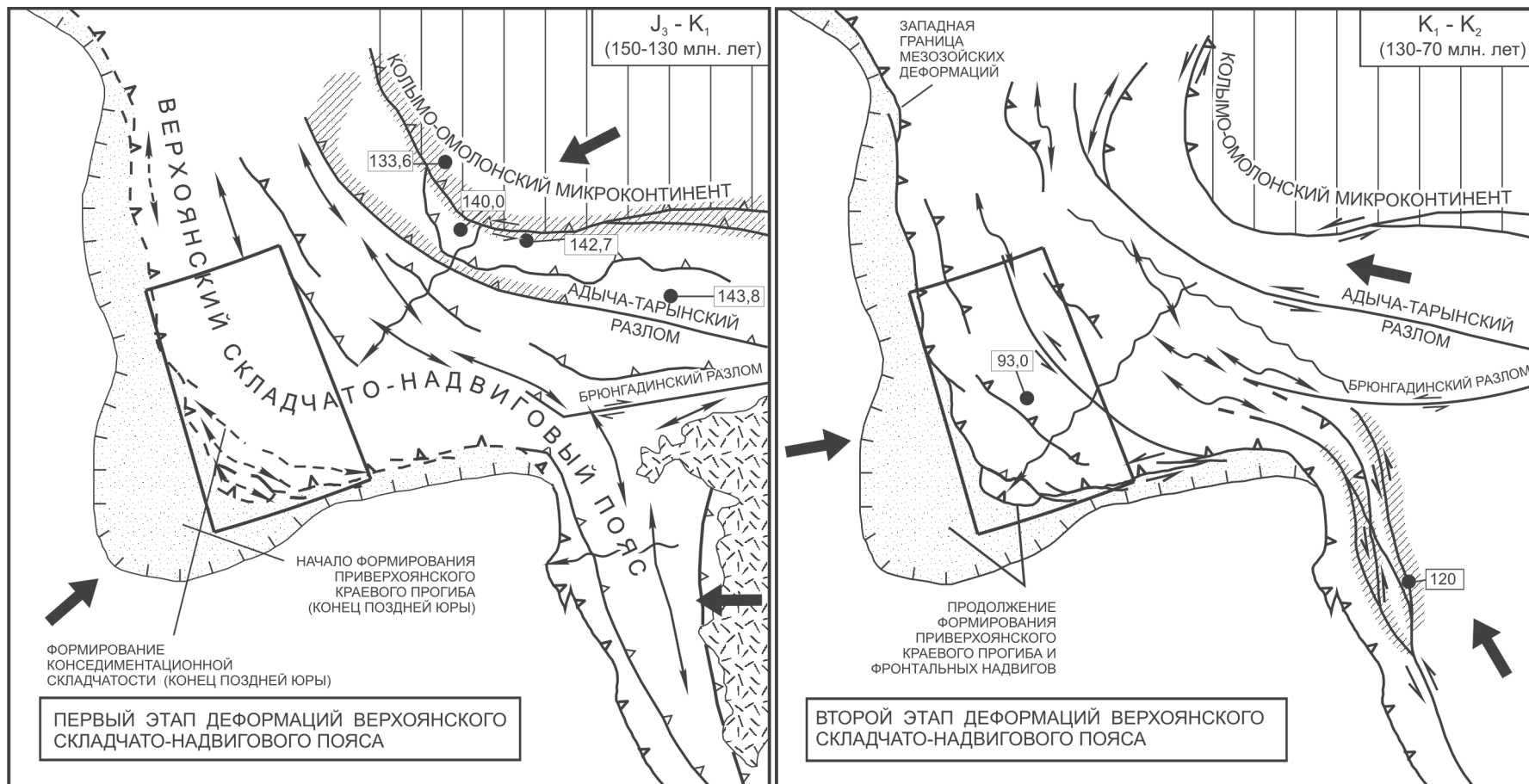


Рис. 18. Схема кинематики деформаций при формировании Верхоянского складчато-надвигового пояса.

1 – гранитные плутоны, прорывающие деформированные отложения и их возраст в млн лет по данным ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования; 2 – Приверхоянский краевой прогиб; 3 – меловые вулканы, перекрывающие деформированные комплексы; 4 – метаморфические пояса; 5 – направление тектонического транспорта; 6 – направление миграции складчатости; 7 – надвиги; 8 – сдвиги; 9 – оси складок; 10 – площадь листа Q-52.

рытия Оймяконского океана и коллизии восточной окраины Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента. В процессе образования Верхояно-Черского орогенного пояса складчатость продвигалась на юго-запад от зоны коллизии по направлению к Сибирской платформе. Складки и надвиги юго-западной окраины микроконтинента и смежной части ВСНП прорваны гранитами Главного батолитового пояса, которые ^{40}Ar – ^{39}Ar методом датированы в 150–134 млн лет [280]. На раннеколлиззионном этапе в поздней юре–начале мела во фронтальной зоне ВСНП в процессе продолжавшего осадконакопления формировались рамповые конседиментационные растущие складки [281], происходило заложение Приверхоянского краевого прогиба. Поступление осадочного материала в этот палеобассейн осуществлялось небольшими многочисленными речными потоками, а сама депрессия представляла собой обширную озерно-аллювиальную заболоченную равнину, на которой преобладали проточные озера и болота. В этих условиях накапливались торфяники, преобразованные затем в пласты угля. Лишь в волжский век на северо-западе территории произошла локальная трансгрессия, приведшая к размыву большей части верхнекимериджских отложений. Периодическое проникновение морских вод, установленное на севере Приверхоянского прогиба в берриас-валанжинское время, на изученной территории не отмечено.

В осевой зоне ВСНП синхронно образованию Главного батолитового пояса внедрились крупные гранитоидные плутоны с возрастом 135–145 млн лет, а позднее – «пестрые» по состоянию дайки неясной формационной принадлежности, раннемеловые массивы, штоки и дайки гранит-гранодиоритовой и диорит-гранодиорит-гранитовой формаций. В баррем-альбских отложениях краевого прогиба появляется обломочный материал, принесенный со стороны складчатого пояса [55]. До этого времени снос обломочного материала осуществлялся только с Сибирской платформы. С начала апта возросла скорость осадконакопления в Приверхоянском краевом прогибе и образовался угленосный молассовый комплекс. Формирование фронтальных складчато-надвиговых структур и дуплекс-антиклинориев происходило в позднем мелу на позднеколлиззионном этапе и фиксируется сеноман-маастрихтскими песчаниками и песками с горизонтами гравелитов и конгломератов краевого прогиба, которые местами залегают несогласно на подстилающих отложениях. На широтной ветви зон форланда и дуплекс-антиклинориев происходили трансгрессионные левосторонние взбросо-сдвиговые перемещения. Ось позднемелового прогиба сместилась к западу относительно зоны максимального прогибания в раннемеловое время. Отсутствие мощных грубообломочных толщ в составе меловых отложений Приверхоянского краевого прогиба свидетельствует о том, что мезозойская складчатость не сопровождалась образованием высоких горных хребтов. О продвижении складчатости вкост простирания Западно-Верхоянского сектора ВСНП по направлению к Сибирской платформе свидетельствует последовательное «омоложение» в этом направлении возраста гранитоидов поперечных поясов – от 132 до 93 млн лет (рис. 18).

Общая конфигурация ВСНП и его фронтальные структуры определяются расположением прогибов и поднятий на окраине платформы (возникших в процессе среднепалеозойского рифтогенеза) при общем сжатии в широтном направлении. Можно предполагать, что коленообразный ши-

ротный изгиб ВСНП и левосторонние сдвиговые смещения, характеризующие Бараинский сегмент, обусловлены наличием крутого уступа субиротного простирания в рельефе кристаллического фундамента, который является северным ограничением Якутского поднятия. Восточный склон Джарджанского поднятия, возможно, послужил ограничением при продвижении к западу фронтальных надвигов ВСНП. Наиболее продвинуты в сторону платформы фронтальные надвиги Куранахского сегмента, примыкающего к более прогнутому участку платформы.

В конце мелового периода—начале кайнозоя в зоне хинтерланда надвиги трансформировались в левосторонние взбросо-сдвиги, что связано либо с изменением направления перемещения Колымо-Омолонского микроконтинента, либо с аккрецинно-коллизийными процессами вдоль Охотской активной континентальной окраины [204]. Возраст продольных взбросо-сдвигов может быть и палеогеновым, так как эти разломы прослеживаются в юго-восточном направлении и их продолжением является Бурхалинская система левосторонних сдвигов, возраст формирования которых в настоящее время предполагается эоценовым [283, 203]. В это время, по всей видимости, происходило внедрение даек формаций щелочных габброидов и лампрофиров и щелочно-ультраосновной калиевого ряда. Эти события синхронны начальным этапам раскрытия Евразийского океанического бассейна и заложения срединного хребта Гаккеля, формированию Индигирского пояса растяжения и, возможно, коллапсу Верхояно-Черского коллизийного орогена.

Климат раннего мела был аридный, сменившийся в позднемеловое время гумидным; территория в это время находилась в средних широтах (в районе шестидесятого градуса) [192].

Кайнозойский этап

Кайнозойская тектоника связана с взаимодействием Евразийской и Северо-Американской литосферных плит и раскрытием Евразийского океанического бассейна в Арктике [190]. Полнос вращения Евразийской и Северо-Американской плит в течение кайнозоя несколько раз менял свое положение [274] и в начале палеогена располагался севернее Японии. Исследованная территория находилась в условиях растяжения, однако синхронных осадков здесь не сохранилось или они не обнаружены. Современные горные хребты еще не начали формироваться, а горные сооружения, которые здесь существовали ранее как результат мезозойских деформаций, были сnivelированы поверхностью выравнивания дат-раннеолигоценного возраста. В олигоцене полюс вращения плит перемещался в район к северу от Новосибирских островов [274], и территория оказалась в обстановке сжатия, обусловленной сближением плит к югу от полюса их вращения. Именно к этому времени относится начало формирования сводового поднятия Верхоянского хребта и ограниченных сбросами межгорных впадин. Южнее произошло заложение Нижнеалданской впадины. В конце миоцена—начале плиоцена вдоль южной периферии сводового поднятия формировались системы надвигов, с которыми сопряжены складчатые деформации в Нижнеалданской впадине. Верхоянские горы в неогене были, по-видимому, относительно невысокими, что объясняет

небольшие мощности неогеновых осадков и невысокую скорость их осадконакопления [190]. Поздний плиоцен—ранний плейстоцен, по-видимому, является временем общего растяжения земной коры на границе литосферных плит, однако в Верхоянье господствовало сжатие и происходило сводообразование. В образовавшиеся в олигоцене межгорные впадины поступал обломочный материал. Полюс вращения плит следует предполагать к юго-востоку от территории Якутии, в районе Охотского моря. В среднем плейстоцене полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит занимает положение, близкое к современному: в районе побережья моря Лаптевых. Литосферные плиты вновь начинают смещаться навстречу друг другу, что приводит к новому воздыманию Верхоянского хребта и формированию его современного облика. Установленные по геофизическим данным разломы консолидированного фундамента активны и в настоящее время, т. к. к большинству из них приурочены эпицентры малоглубинных землетрясений. История позднекайнозойских оледенений рассмотрена в гл. «Геоморфология».

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В основу Карты полезных ископаемых (КПИ) положена Карта полезных ископаемых листа Q-52, 53 Госгеолкарты-1000 (новая серия). Актуализация её произведена с учётом новых данных из фондовых и литературных материалов, полученных в последние годы, Государственного баланса запасов полезных ископаемых и Республиканского баланса запасов полезных ископаемых по состоянию на 1.01.2006 г., а также материалов изданных листов Госгеолкарты-200 и полевых прогнозно-металлогенических исследований, проведенных в процессе картосоставления.

На карте показано 515 объектов полезных ископаемых (в т. ч. месторождений – 41, рудопроявлений – 391, пунктов минерализации – 83), отражены наиболее типичные для данной геологической обстановки, из числа рудопроявлений и пунктов минерализации по состоянию на 1 января 2006 г. На КПИ для сохранения преемственности с предшествующим изданием Госгеолкарты-1000 в качестве месторождений резерва Республики Саха (Якутия) показаны все объекты, квалифицированные предшествующим изданием КПИ как месторождения с сохранением принятой размерности.

Кроме регистрационных рудных объектов на карте выделены минерагенические и рудоносные зоны, рудные районы и узлы; в зарамочной площади приведена схема минерагенических провинций масштаба 1 : 5 000 000. На ней показаны две минерагенические провинции – Сибирская, включающая краевые части Приверхоянской нефтегазоносной области и Ленского угольного бассейна, и Верхояно-Колымская. В составе последней выделены четыре минерагенические зоны (МЗ): Западно-Верхоянская полиметаллическо-золото-серебруродная, Омолойская полиметаллическорудная, Дулгалах-Брюнгадинская серебро-золото-сурьмяно-ртутнорудная и Яно-Адычанская полиметаллическо-оловорудная, проникающая с северо-востока на территорию листа двумя разобщенными флангами. В составе МЗ выделены рудные районы (РР), рудоносные зоны (РЗ) и рудные узлы (РУ). Всего в составе Верхояно-Колымской минерагенической провинции выделено восемь рудных районов, два из которых – потенциальные (ППР), шесть РЗ, четыре из которых являются прогнозируемыми (потенциальными, ПРЗ) и 21 рудный узел, 13 из которых – прогнозируемые (ПРУ), в том числе впервые выделены 14 рудных узлов и рудоносных зон (Севосиликитский, Сынчинский прогнозируемый, Кимпиче-Берелехский прогнозируемый, Верхне-Эчийский, Баяндинский прогнозируемый, Балбукский, Демунджинский прогнозируемый, Эмчечинский прогнозируемый, Токурский прогнозируемый рудные узлы, Нижне-Билляхская прогнозируемая, Оюн-Урягинская прогнозируемая, Бетюгенская прогнозируемая и Эчийско-Бил-

ляхская прогнозируемая рудоносные зоны) и один прогнозируемый рудный район (Верхне-Дулгалахский).

Основные перспективы промышленного освоения территории листа Q-52 связаны с рудными промышленными концентрациями золота, серебра и сопутствующих им полиметаллов, преимущественно свинца и цинка. Подчиненное значение имеют рудные объекты олова и ртути. Выявленные россыпи золота и касситерита с сопутствующим ему вольфрамитом практически полностью выработаны. Территория обладает значительным минерагеническим потенциалом нефти и горючего газа (Приверхоанская нефтегазоносная область), каменного угля (Ленский угольный бассейн), но в отношении этих полезных ископаемых она изучена слабо. Разведанные здесь запасы каменного угля и пьезооптического сырья сняты с балансового учета.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГАЗ И ГАЗОВЫЙ КОНДЕНСАТ

В юго-западной части региона в междуречье р. Лена и ее левого притока р. Вилюй известны два средних месторождения горючего газа (Усть-Вилюйское – VI-1-14 и Собо-Хаинское – VI-1-10), расположенные в пределах Усть-Вилюйского газоносного района, входящего в состав Приверхоанской нефтегазоносной области. Эти объекты связаны с верхнепалеозойско-мезозойским нефтегазоносным комплексом. Газоносными являются триасовые и юрские песчано-глинистые отложения с относительно высокой пористостью (до 16,6–20,0%) и проницаемостью (десятки миллиарды, $\text{мдм} - 90-160$ у верхнеюрских пород). Для подземных вод нефтегазоносных областей характерен хлоридно-натриевый, хлоридно-кальциевый, реже гидрокарбонатно-натриевый состав. Минерализация увеличивается сверху вниз по разрезу от 20 до 100–150 г/дм³. Воды обладают высокой газонасыщенностью (до 50 % от величины давления насыщения).

Газоконденсатное месторождение Усть-Вилюйское (VI-1-14) расположено на правом берегу р. Вилюй в 15 км выше его устья. Введено в эксплуатацию в 1966 г. Связано с брахиантиклинальной складкой сложного строения северо-западного простирания, имеющей обособленные западный и восточный своды [57]. Месторождение приурочено к восточному своду, размеры которого 5,5 × 10,5 км, амплитуда по подошве юры 50 м. Свод асимметричен: юго-западное крыло более крутое (до 2°), чем восточное (до 1°).

На месторождении разведаны два продуктивных горизонта в отложениях верхней юры (J_3-A ; J_3-II) и три газоносных горизонта (шесть продуктивных пластов) в верхнетриасовых–нижнеюрских отложениях (J_1-I ; J_1-II ; J_1-III). Горизонт J_1-III мощностью 136–138 м залегает в низах нижнеюрских отложений в интервале глубин 1940–2080 м (нижняя его часть, подгоризонт III-A, как было установлено позднее [251], относится к кыбытыгасской свите верхнего триаса); J_1-II – на глубинах 1850–1960 м, включает четыре газоносных пласта; J_1-I – в интервале глубин 1550–1580 м. Горизонт J_3-II мощностью от 27 до 67 м, эффективная мощность 11–42 м, расположен на глубине 1130–1150 м; J_3-A – залегает в интервале глубин 690–705 м.

Основные параметры продуктивных газоносных горизонтов

Продуктивный горизонт	Количество и площадь залежей, м ²	Эффективная мощность, м	Пористость, %	Проницаемость, мД	Дебит, тыс. м ³ /сут	Пластовое давление, кгс/см ²	Температура газа, °С
J ₃ -А	Одна, 24,8	7,6	16-24		300	70	28
J ₃ -П	Одна, 7,62	8,2	15,2		90	111	34
J ₁ -I	Одна, 25,92	34,0	20-22	9,24	100	167,7	44
J ₁ -II	Четыре, от 2 до 20	15	20	40-60	—	—	48-52
J ₁ -III	Одна, 29,6	6,4-13,0	12-6	43-287	5175	—	58

Химический состав газа (%): CH₄ – 94,7–99,5; C₂H₄ – 1,5–2,3; C₃H₈ – 0,3–0,94; C₄H₁₀ + C₅H₁₂ – 0,2–0,9; CO₂ – 0,1–0,9; N₂ – 1,2–2,64; Ar – 0,0047–0,015; He – 0,012–0,0209. Удельный вес газа по воздуху составляет 0,564–0,568 %, теплотворная способность 8250 кал. Верхнеюрские газы из залежей J₃-А и J₃-П являются сухими; содержание гомологов метана в них меньше, чем в нижнеюрских залежах.

Вместе с газом из нижнеюрских продуктивных горизонтов поступал конденсат в среднем 10 см³/м³, а из залежи J₁-III – в количестве от 7,6 до 19,8 см³/м³, удельный вес его составляет 0,7327–0,7418. Конденсат представляет собой бесцветную жидкость с запахом керосина, температура вспышки – 79 °С, температура помутнения – 22 °С, застывания – 63 °С. В результате возгонки из него может быть получено 86,9 % бензина с удельным весом 0,7404. Октановое число составляет 72. По свойствам горючее топливо отвечает по ГОСТу автобензину марок А-66, А-72 и авиабензину Б-70. Остаток конденсата представляет собой дизельное топливо с удельным весом 0,8588. Групповой состав конденсата характеризуется преобладающим значением нафтен (до 55 %) и значительным числом ароматических углеводородов (до 14 %).

Запасы газа на 1963 г. составляли: по категориям В + С₁ – 26 080 млн м³, по категории С₂ – 3319 млн м³; конденсата по категории С₂ – 975 тыс. т. По данным ГП «Якутгазпром» остаточные запасы газа на 1.01.93 г. по категории А + В + С₁ составляли 762 млн м³. В настоящее время месторождение не эксплуатируется, оформлены материалы на его ликвидацию [15ф, 38ф, 89].

Газовое месторождение Собо-Хаинское (VI-6-10) расположено в 12 км северо-восточнее Усть-Вилюйского; приурочено к брахиантиклинали северо-западного простирания [58]. Структура находится гипсометрически

выше Усть-Вилуйской на 350—400 м. С 1960 по 1973 г. по результатам глубокого бурения выявлены две газовые залежи, сходные по составу и стратиграфическому положению с продуктивными горизонтами J_1-II и $J_1-I + J_1-II$. В нижней залежи был получен приток газа со свободным дебитом до 86 тыс. м³/сут, в верхней — 241,5 тыс. м³/сут. Пластовые давления в залежах месторождения близки к гидростатическим, состав газа сходен с Усть-Вилуйским. Запасы газа по Собо-Хаинскому месторождению в ГКЗ не представлялись. На октябрь 1973 г. почти полностью выработаны.

Охарактеризованные месторождения и проявления являются газовыми и газоконденсатными. Есть основания предполагать перспективность территории на нефть, о чем свидетельствует наличие в разрезе триасовых и нижнеюрских отложений подвижных маслянистых битумов. Их преимущественно вторичный характер и отсутствие гуминовых кислот свидетельствует о близости этих битумов к нефти. На возможное нахождение нефти в пределах территории указывают также химический состав газа, в котором есть высшие гомологи метана, вплоть до пентана (до 9,6 %), и сходный с нефтью состав конденсата, содержание в котором 55 % нафтенов и 14 % ароматических углеводородов также дает основание предполагать наличие нефти [15ф, 38ф, 89].

Наиболее перспективны в отношении нефтегазоносности Китчанский и Усть-Вилуйский районы. К числу перспективных земель безусловно должна быть отнесена Китчанская зона передовых складок и надвигов. Еще в 1968 г. Л. М. Натапов [178] указывал на благоприятные условия формирования в этой зоне тектонически экранированных залежей нефти. Менее определены перспективы частей крупных впадин, входящих в пределы характеризуемой площади. Так, обширная Линденская впадина слабо изучена сейсморазведкой, но в настоящее время западнее (в пределах листа Q-51) в ней обнаружено несколько перспективных структур. В этом районе перспективны средне-верхнеюрские и нижнемеловые отложения, а в наименее погруженных частях Линденской впадины — отложения мезозоя и верхнего палеозоя. Территория, относящаяся к Лунгхинско-Келинской впадине, характеризуется доступными для бурения глубинами залегания мезозойских отложений. Здесь длительное время ведется глубокое бурение, однако промышленная газоносность пока остается проблематичной из-за сложного строения выявленных структур.

На Карте перспектив нефтегазоносности Северо-Востока Сибирской платформы Республики Саха (Якутия) [31ф] подавляющая часть Приверхоанской нефтегазоносной области отнесена к территориям, предположительно перспективным, количественно не оцененным. Однако для юрского и триасового нефтегазоносных комплексов значительной части этой территории в границах листа Q-52 произведена оценка плотности ресурсов условных углеводородов (УУВ). Такой оценкой охарактеризована юго-западная часть (около 2600 км²) Китчанского нефтегазоносного района, в которой при средней плотности ресурсов УУВ триасового нефтегазоносного комплекса 7 тыс. т/км² и юрского нефтегазоносного комплекса 4 тыс. т/км² прогнозируется 27 400 тыс. т. УУВ. Около 75 % этих ресурсов (20 550 тыс. т) составляют извлекаемые, в которых доля горючего газа колеблется от 67 % (11,5 млрд м³, триасовый комплекс) до 90 % (около 7,75 млрд м³, юрский комплекс).

Относительно высокой плотностью ресурсов УУВ характеризуются и краевые части Усть-Вилуйского нефтегазоносного района (от 5 до 10 тыс. т/км²). На территории листа Q-52 площадь этого района составляет около 2500 км², а прогнозные ресурсы УУВ (при средней плотности 7 тыс. т/км²) – 17 500 тыс. т. Извлекаемые ресурсы этой части территории составляют около 75 % – 13 125 тыс. т УУВ. На долю природного газа приходится около 90 % этих ресурсов (около 14,75 млрд м³), 10 % ресурсов (1 312,5 тыс. т) приходится на жидкие углеводороды.

В пределах входящих на территорию листа Q-52 частей Лунгхинско-Вилуйского (около 1000 км²) и Линденского (около 2600 км²) нефтегазоносных районов плотность прогнозных ресурсов УУВ оценивается цифрой от 0 до 3 тыс. т/км². Детализация этого прогноза проблематична.

КАМЕННЫЙ УГОЛЬ

Месторождения и проявления каменного угля распространены на юго-западе и западе района на западных склонах Куранахского и Орулганского антиклинориев и в Приверхоянском краевом прогибе (Жиганский, Сангарский и Нижнеалданский угольные районы) (табл. 7).

В Западном Верхоянье немногочисленные углепроявления приурочены к нижним частям разреза нерской свиты нижней–средней перми, представленными песчано-глинистыми отложениями с тонкими прослоями (1–6 см), пластами (до 30 см) и линзами углей. Установлены проявления: II-1-2; III-1-5; Ундюлюнг (III-1-12); V-2-2; V-2-4; VI-5-2; VI-5-6. Угли блестящие, реже полуматовые, матовые кларено-дюреновые, дюреновые и редко кларены фюзено-ксиленового состава. Они относятся к тощим и полуантрацитам. Технический анализ углей (%): влажность – 1,05–2,4, зольность – 5,6–8,33, содержание летучих – 7,24–29,1, серы – 0,5, углерода – 90,8. Теплотворная способность – до 8320 ккал/кг. Углепроявления характеризуются простым геологическим строением и слабой выдержанностью угольных пластов [63, 72, 77, 83; 14ф, 47ф].

В части Предверхоянского прогиба (Ленский угольный бассейн) угленакпление началось в позднеюрскую эпоху и продолжалось с незначительными перерывами до конца раннего мела. Здесь, в обстановке лесистой приморской аллювиально-озерно-болотной равнины, где имели место кратковременные морские ингрессии, накопилась мощная толща терригенных отложений с многочисленными линзами и прослоями углей. Мощность угольных пластов изменяется от 0,2 до 5,8 м и составляет в среднем 0,4–2,2 м. Наибольшая угленасыщенность отмечается в Сангарском угольном районе.

Месторождения и углепроявления характеризуются простым геологическим строением и выдержанностью угольных пластов. Угли преимущественно блестящие, полублестящие, реже полуматовые черные, хрупкие [58]. По петрографическому составу клареновые (гелитолиты). В виде отдельных прослоев отмечаются дюрено-клареновые угли с липоидными компонентами (липоидогеллит), дюрено-кларены смешанного состава (фюзено-липоидогеллит), кларено-дюрены с липоидными компонентами (гелитолипоидолитит) и кларено-дюрены смешанного состава (микстогумолитит). Редко встречаются тонкие прослои матовых плотных дюреновых углей различного состава.

Характеристика угленосности мезозойских отложений

Угольный район	Проявление, месторождение, его наименование и номер	Возраст отложений	Количество угольных пластов	Мощность пластов, м	Суммарная мощность, м
Жиганский	I-1-1, I-1-2, I-1-5, I-1-9, I-1-11, III-1-7, III-1-8, III-1-9, III-1-10, III-1-11	J ₂₋₃ -K ₁	2-7	0,8-1,8	1,6-2,5
Сангарский	М Верхне-Леписское – V-1-2	K ₁	12	0,2-2,9	11,8
	М II Нижне-Леписское – V-1-12	–	26	0,3-0,6	33
	М Кутургинское VI-1-8	–	4	1,2	4,8
	ПР – V-1-5, V-1-7, V-1-8, V-1-13, VI-1-1, VI-1-2, VI-1-3, VI-1-4, VI-1-5, VI-1-6	–	1-10	0,2-3,0	0,2-9,3
	М Усть-Вилкойское (Тас-Тумусское) – VI-1-13	–	–	–	–
	М Собо-Хаинское – VI-1-9	J ₂₋₃ -K ₁	21	0,5-5,0	26,6
	М I Нижне-Леписское – V-1-10	–	–	–	–
	М Верхне-Люнкюбейское – VI-2-3	–	–	–	–
	М Нижне-Люнкюбейское – VI-2-8	–	16	0,2-5,0	26,5
	М Чечумские Щеки – VI-3-5	–	69	0-5,8	52,0
	ПР VI-2-2, VI-3-2, VI-3-3, VI-3-4	–	19	0,45-2,3	22,65
	М Леписско-Муосучанское – V-1-9	–	22	0,5-5,5	36,25
	М Средне-Леписское V-1-11	–	22	0,5-2,55	32,18
ПР V-1-3, V-1-4, V-1-6, VI-2-5, VI-2-6, VI-2-7	J ₃	14-29	0,5-3,75	20,0-25,0	
	–	10	0,2-2,5	9,3	
	–	16	0,4-0,6	7,0	
	–	1-19	0,2-3,4	1,0-30,0	
Нижнеалданский	ПР VI-4-4, VI-4-5, VI-4-6, VI-4-8, VI-4-9, VI-4-10, VI-4-11, VI-5-3, VI-5-4, VI-5-5	J ₂₋₃ -K ₁	1-8	0,3-2,1	9,7

Характеристика качества углей мезозойского возраста

Наименование месторождения и его номер. Наименование рабочего пласта	Возраст	Содержание влаги на рабочее топливо W^a , %	Среднее содержание золы A^c , %	Содержание летучих V^r , %	Содержание серы S^c , %	Теплотворная способность Q , ккал/кг	Количество С на горючую массу C^r , %	Количество Н на горючую массу H^r , %	Выход кокса, %
Кутургинское VI-1-8	K_1	2,0–3,8	До 10	40	0,33	6979–650	–	–	–
I Нижне-Леписское V-1-10	$J_{2-3}-K_1$	6,04–22,5	8,02–22,62	38,3–48,34	0,17–0,42	7521–8487	74,89–84,36	5,83–6,48	41,52–51,04
Верхнелюнкюбейское VI-2-3	$J_{2-3}-K_1$	4,24–18,32	5,99–26,16	30,45–51,46	–	7166–8872	76,12–84,10	5,51–6,03	–
Леписско-Муосучанское V-1-9	J_3	20,0–25,0	10,0–15,0	–	0,35–0,40	7500	–	–	–
Люнкюбейское VI-2-3	J_3	16,09–21,65	2,5–18,06	33,76–43,36	0,31–0,83	7527–7944	74,71–77,78	15,59–19,27	51,8–61,99
Усть-Вилкойское VI-1-13 «Маркирующий» «Мощный» «Безымянный» «Спутник» «Неустойчивый»	$J_{2-3}-K_1$	3,7	14,0	34,3	0,3	6364	–	–	–
		5,0–8,01	8,73–36,37 15,1–22,75	34,9–36,37	–	6015–6090 7914–8228	79,25	6,73	13,8
		6,28–6,55	32,17 12,4	27,84–35,35 23,74	0,34–0,8	5107	80,26–81,29 85,36	7,04–6,85 8,05	11,86–12,09 11,86–12,09
		6,97		33,9	0,22	6214	–	–	–
		5,3			0,25			–	
Собо-Хаинское VI-1-9	$J_{2-3}-K_1$	8	10	26,48–34,42	0,21–0,43	7577–8663	76,61–77,48	5,71–6,32	16,08–16,72

Качественно мезозойские угли можно отнести к малозольным, среднезольным и малосернистым. По степени метаморфизма снизу вверх по разрезу угли изменяются от коксовых и жирных (J_3) до газовых и длинно-пламенных (K_1) и относятся в основном к каменным низкой степени углфикации (марка Д) или к переходным от бурых к каменным. В них установлено весьма низкое (0,0003–0,0005) содержание германия (близкое к кларковому). При спекании угли дают спекающийся, сплавленный или слипшийся королек. Качественные их показатели приведены в табл. 8.

Наиболее изученным является Сангарский угольный район, в пределах которого выявлено одиннадцать месторождений каменного угля: Чечумские Щеки (VI-3-5), Верхне-Люнкюбейское (VI-2-3), Нижне-Люнкюбейское (VI-2-8), Кутургинское (VI-1-8), Собо-Хаинское (VI-1-9), Усть-Вилуйское (Тас-Тумусское – VI-1-14), Верхне-Леписское (V-1-2), Леписско-Муосучанское (V-1-9), I Нижне-Леписское (V-1-10), Средне-Леписское (V-1-11), II Нижне-Леписское (V-1-12) [38ф, 8ф].

Самым крупным по запасам угля является Усть-Вилуйское (Тас-Тумусское) месторождение (VI-1-13). Оно расположено на левобережье р. Лена, между ее притоками Вилуем и Лунгхой, и приурочено к сводовой части поднятия в пределах Лунгхинско-Келинской впадины. Наиболее мощными на месторождении являются семь пластов: «Маркирующий», «Безымянный», «Спутник», «Неустойчивый», «Надежный», «Близкий» и «Мощный». Технические характеристики углей приведены в табл. 8, суммарные запасы по категории C_1 и C_2 – в табл. 9. Это месторождение обладает большим потенциалом приращения запасов и отличается благоприятными условиями для эксплуатации [38ф, 15ф].

Перспективы использования каменных углей, особенно мезозойского возраста, велики и будут возрастать по мере освоения района. Простое геологическое строение, близость к крупной водной артерии (р. Лена) значительно повышают роль каменных углей как энергетического сырья не только в пределах описываемой территории, но и в масштабе всей северо-восточной части Республики Саха (Якутия).

Таблица 9

Запасы углей некоторых месторождений Сангарского угольного района

Номер месторождения	Наименование месторождения	Запасы, млн т		
		$C_1 + C_2$	Забалансовые	Геологические
V-2-11	Средне-Леписское	–	–	3
V-1-12	II Нижне-Леписское	–	–	19
V-1-10	I Нижне-Леписское	136	56	–
VI-2-3	Верхне-Люнкюбейское	148	10	–
VI-2-8	Нижне-Люнкюбейское	134	14	–
VI-3-5	Чечумские Щеки	200	28	–
VI-1-9	Собо-Хаинское	209	–	–
VI-1-13	Усть-Вилуйское	4183	–	–

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо

На территории листа известно восемь проявлений железа (IV-4-18, 20, 28, 32, 35, 37, 38, 42). Все они расположены в сводовой части Верхоянского мегантиклинория в верховьях р. Саганди и относятся к сидеритовой рудной формации.

Проявления представлены жильными или жилоподобными неправильной формы телами гидротермального генезиса, приуроченными к зонам брекчированных позднекаменноугольных пород [80]. Концентраторами железа в них являются марганцовистые сидериты и анкерит, являющийся цементом этих зон. Количество рудных тел в каждом проявлении варьирует от 2 до 5.

Мощность жил составляет 0,6–1,2 м, при протяженности от первых сотен метров до 1 км, мощность зон дробления колеблется от 2–4 до 40 м, протяженность 700 м, изредка достигая 5–6 км.

Минеральный состав рудных тел представлен марганцовистыми сидеритами, анкеритом, реже – кварцем и кальцитом. Второстепенные минералы: гетит, гематит, магнетит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, малахит, азурит.

Содержание (%) железа в рудах – от 12,6 до 60, окиси марганца – до 8,26, фосфора – до 1, свинца – до 0,65, цинка – до 0,84, меди – 0,6, мышьяка – 0,13. Пробирным анализом установлено 0,4 г/т золота.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь

Медная минерализация на территории листа проявлена незначительно. Всего известно 19 проявлений (II-4-8 – Промежуточное, III-3-11, III-3-4 – Лабыктаннинское, III-3-12, III-3-14 – Кони-1, III-3-16, III-3-23, III-4-1 – Эргелях, III-4-15, III-4-21, III-4-31, V-5-3, V-5-5, V-5-7, V-5-10, V-5-11, V-5-12, V-5-14, V-5-16), пять пунктов минерализации (VI-4-7, VI-3-1, IV-2-1, IV-2-22, V-1-1) и один литохимический ореол (IV-1-3).

Медные проявления по своей формационной принадлежности делятся на две группы: относящиеся к медно-кварцевой жильной формации и производные от серебро-полиметаллической.

Проявления медно-кварцевой жильной формации распространены в центральной части Куранахского антиклинория (в верховьях р. Бынтай). Здесь известны 11 рудопроявлений: II-4-8 (Промежуточное), III-3-1, III-3-4 (Лабыктаннинское), III-3-12, III-3-14 (Кони-1), III-3-16, III-3-23, III-4-1 (Эргелях), III-4-15, III-4-21, III-4-31. Рудные тела приурочены преимущественно к песчаникам средне-позднекарбонового, раннепермского возраста. Представлены они межпластовыми или секущими, полого- и крутопадающими жилами выполнения мощностью 0,1–1,5 м (в раздувах до

4,5 м) и небольшой (десятки метров) длины. Размещение рудных тел контролируется тектоническими нарушениями северо-восточного и субширотного, реже северо-западного направления. В рудных телах преобладают кварц, сидерит, халькопирит и пирит, им резко подчинены галенит, сфалерит, арсенопирит, пирротин и др.

Наиболее типичным представителем данной формации является проявление Эргеляхское (III-4-1), расположенное на левобережье р. Бынтай, в 14 км юго-западнее устья р. Лыбалах. Здесь установлено широкое развитие полиметаллической минерализации, в составе которой преобладают минералы меди. Минерализация фрагментарно прослежена в субмеридиональном направлении почти на 10 км. В центральной части проявления (длиной 1600 м) она локализуется в субпластовых телах, приуроченных к песчаниковым и алевропесчаниковым пластам мегенской свиты (верхний карбон). Мощность тел варьирует от 0,1 до 0,5 м. Жильные тела на большем протяжении сложены кварц-сидеритовыми агрегатами ленточного или гнездового строения, сидеритом, иногда кварцем. Обогащённые сульфидными компонентами участки составляют около 20 %. Рудные минералы представлены малахитом, азуридом, самородной медью, сфалеритом, пиритом. Рудные тела приурочены к проницаемым породам ниже алевро-аргиллитовых «покрышек» и к трещиноватым интервалам межслоевых тектонических срывов (структурно-литологический контроль). По данным бороздовых проб содержание меди – до 18,3 %, цинка – 0,4 %, свинца – 0,04 %. Практического интереса заслуживают постоянно высокие содержания меди на центральном участке (до 13 %). Общая протяженность выходов рудных тел на наиболее минерализованном участке составляет 3200 м. При средней мощности рудного тела 0,5 м, подвеске 400 м и среднем объёме руды 3,4 т/м³ прогнозные ресурсы участка по Р₃ (при среднем содержании меди 5 %) составят 108 тыс. т меди.

Проявления меди, относящиеся к серебро-полиметаллической формации (V-5-3, V-5-5, V-5-7, V-5-10, V-5-11, V-5-12, V-5-14, V-5-16) сосредоточены в Баяндинском прогнозируемом медно-полиметаллическо-серебродрудном узле. Они приурочены к интенсивно ожелезненным, иногда брекчированным песчаникам с послойными и секущими прожилками и жилами кварцевого и кварц-карбонатного состава [82]. Мощность их варьирует от 1–2 см до 0,2–1 м. И в тех и в других визуально наблюдается точечная вкрапленность халькопирита, галенита и сидерита. Возможно, что медь (0,3–1 %) связана с блеклыми рудами, поскольку совместно с ней в пробах установлены сурьма (около 1 %), мышьяк (0,1–0,3 %), свинец (0,03–0,3 %).

Свинец и цинк

На территории листа известны одно месторождение (Балбукское), 18 проявлений, свинца, 77 проявлений свинца и цинка, 33 пункта минерализации свинца, цинка и свинцово-цинковых, два шлиховых ореола галенита, один шлиховой ореол галенита и сфалерита, 33 литохимических ореола (в том числе три ореола свинца, семь ореолов цинка и 23 – комплексных). Объекты свинцово-цинковой минерализации распространены широко и отмечены практически во всех минерагенических зонах, во мно-

гих рудных районах и узлах. Основные из них связаны со свинцово-цинковой жильной, серебро-полиметаллической березитовой и касситерит-силикатно-сульфидной формациями. В качестве сопутствующих элементов (иногда в значительном количестве) свинец и цинк присутствуют в золото-полиметаллической формации (табл. 10).

Проявления свинцово-цинковой жильной формации установлены в южной части Куранахского полиметаллическо-золото-сереборудного района, в Дяньшкинском прогнозируемом золото-полиметаллическорудном районе, в Орулганском серебро-золото-полиметаллическо-хрусталеносном районе, относящихся к Западно-Верхоянской минерагенической зоне, и в Токурском прогнозируемом полиметаллическом узле Омолойской минерагенической зоны. Они представлены как свинцово-цинковыми объектами, так и преимущественно свинцовыми или цинковыми проявлениями, содержащими в виде незначительной примеси Cu, Cd, Ge, Ag. К наиболее важным объектам относятся Балбукское месторождение, Куоландинская, Дяньшкинская и Токурская группа проявлений.

Месторождение Балбукское (V-5-22) расположено в одноименном рудном узле Куранахского рудного района. Оно локализуется на западном крыле Учагынской (Саганджинской) антиклинали в песчаниках и алевролитах перми (тумаринская серия). Месторождение преимущественно свинцовое, с небольшой примесью цинка. Главным минералом является галенит, второстепенными – сфалерит, магнетит, пирит, халькопирит, сидерит, гидротетит, ковеллин, церуссит [82]. Основной объем минерализации сосредоточен в жиле «Главная», ориентированной близвертикально в широтном (простираение 75°) направлении. Мощность ее колеблется от первых сантиметров до 1–2 м, прослеженная дальность 325 м. Минерализация неравномерная: местами галенит макроскопически не устанавливается, но чаще слагает от 40 до 80 % жильной массы. Сфалерит отмечен в виде мелких линзовидных тел. По данным химического анализа бороздовых проб содержание (%) свинца варьирует в пределах 0,4–69,96 (в среднем 22,71), цинка – 0,09–0,63 (в среднем 0,46). Во вмещающих породах свинец находится в количестве до 6,76 %, цинк – 0,23 %. Пробирным анализом в жиле установлены Ag (15,4–25,2 г/т) и Au (до 0,3 г/т).

В 1,1 км к северо-востоку от жилы «Главная» расположена кварц-сульфидная жила «Усуччанская», имеющая меньшие параметры. Мощность ее составляет 0,1–0,5 м, прослеженная дальность 14 м. Основными рудными минералами в ней являются галенит и сфалерит. Содержание (%) свинца составляет 72,59, цинка 1,74, меди 0,01.

Забалансовые запасы Балбукского месторождения: свинца – 5000 т, серебра – 40 т. Месторождение относится к категории мелких и промышленного значения не имеет, но изучено недостаточно.

Куоландинская группа свинцово-цинковых проявлений (II-2-7, 8, 9, 10, 11, 12, 19) расположена в одноименном рудном узле Орулганского серебро-золото-полиметаллическо-хрусталеносного района, где локализуется в песчаниках и алевролитах нижнего и среднего карбона (былькатская и сетачанская свиты), в сводовой части Куоландинской антиклинали. Наиболее перспективным является Куоландинское проявление (II-2-8). Оно приурочено к крутопадающему разлому субмеридионального простираения, фиксируемому минерализованной зоной дробления мощностью 1,8–3 м и

Типизация свинцово-цинкового оруденения

Формация	Минералогический состав	Названия и номера рудных объектов на карте
Свинцово-цинковая жильная	Жильные минералы: кварц, анкерит, сидерит. Рудные минералы: сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, блеклая руда, пирротин, мельниковит, тетраэдрит	<u>Месторождения:</u> Балбукское (V-5-22). <u>Рудопроявления:</u> (I-1-7), (I-1-8), (I-1-10), (I-1-12), (I-2-18), (I-2-34), (I-2-40), (I-2-41), Менгюлечан (I-3-11), (I-3-13), Перевальное (I-4-3), Чубукуруиане (I-4-5), Лесное-II (I-4-6), Лесное (I-4-7), Огоньор (II-2-4), Лево-Куоландинское (II-2-7), Куоландинское (II-2-8), Куоландинское-II (II-2-9), (I-2-10), Дуочанское (II-2-11), (II-2-12), (II-2-17), Техтирское (II-2-19), Мегенское (II-2-27), Отгуктахское (II-2-28), Сенчан-Нейча (II-3-), Сэргэ (II-3-4), Дэйээгимин (II-3-)5, Кемюс (II-3-7), Улахан-Дектендьё (II-3-8), Мерети (II-3-10), Улахан-Дектендьё-4 (II-3-12), Отгуктах-2 (II-3-14), Муостахское (II-4-1), Собопольское (II-4-2), Берелех (II-4-7), Кюнкюйское (II-4-10), Восточное (II-5-12), Арычин (III-1-2), Шульц (III-2-3), (III-3-8), (III-3-22), (III-3-24), Забытый (III-4-17), (III-4-34), (IV-1-2), (IV-2-9), Ягодное (IV-3-2), Трог (IV-3-4), Базовое (IV-3-5), Цинковое (IV-3-8), Галенитовое (IV-3-9), Куст (IV-3-11), Кусланга (IV-3-17), (IV-5-3), Озерный (IV-6-32), (V-5-1), (V-5-2), (V-5-4), (V-5-6), (V-5-8), (V-5-9), (V-5-15), (V-5-17), (V-6-1), (V-6-2), (V-6-3), (V-6-5), (V-6-7), (V-6-8)
Серебро-полиметаллическая	Жильные: сидерит, анкерит, кварц. Рудные: сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, арсенопирит, бурнонит, блеклые руды, пираргирит, халькофанит	Рудопроявления: (I-2-7), (I-2-21), Ньюэле (II-5-18), (III-4-9), (III-4-10), (III-4-13), (III-4-38), (III-4-42), Куэрэгэй (III-5-17), Березкино (III-5-18), Чуора (IV-4-10), (IV-5-1), (IV-5-2)

Формация	Минералогический состав	Названия и номера рудных объектов на карте
Касситерит-силикатно-сульфидная	Жильные: кварц, анкерит, сидерит. Рудные: галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, касситерит, антимонит	Рудопроявления: (III-4-20), (III-4-26), (IV-6-1), (IV-6-2), (IV-6-3), (IV-6-4), (IV-6-5), (IV-6-6), (IV-6-8), (IV-6-12), (IV-6-13), (IV-6-21)
Золото-полиметаллическая	Жильные: кварц, сидерит. Рудные: сфалерит, галенит, пирит, халькопирит	Рудопроявления: Близкий (IV-4-14), Кельтерское (IV-4-15), (IV-4-16), (IV-4-21), Антовачанское (IV-4-23), Аркачанское (IV-4-25), (IV-4-27), Агден-Упе (IV-4-30), (IV-4-33), Учагын-I (IV-4-34), (IV-4-36)

протяженностью до 1 км. По падению зона прослежена на 300 м. В ее центральной части залегает кварц-сульфидная жила, сложенная массивными галенит-сфалеритовыми рудами в виде линз длиной до 3–4 м и толщиной 5–45 см [63]. Жила прослежена на 200 м и имеет мощность до 0,5 м. В границах минерализованной зоны отмечены более мелкие жилы (до 35 см) и многочисленные кварцевые прожилки, участками полностью выполненные галенитом и сфалеритом. Текстура руд массивная, реже прожилковая. Главные минералы – сфалерит (до 8,8–90 %) и галенит (0,2–10 %), в подчиненном объеме отмечены пирит (0,3–1 %), халькопирит. По данным химических анализов содержание цинка в рудах составляет 30–63 %, свинца – до 0,4 %, серебра – 2,7–10,5 г/т. Спектральным анализом обнаружены германий (0,0006–0,001 %), ртуть (0,08–0,5 %).

Вблизи Куоландинского проявления расположены близкие по строению проявления Куоландинское Второе (II-2-9), Куоландинское Дальнее (II-2-10), Доучанское (II-2-12). Все они приурочены к минерализованным зонам дробления в разломах субмеридиональной, северо-восточной или северо-западной ориентировки. Мощность зон достигает 3,5 м, прослеженная дальность от 75–200 до 300–400 м. Из рудных минералов в них преобладает сфалерит (3–84 %), галенит (15–58 %), реже встречаются пирит, халькопирит, марказит, пирротин. В Доучанском, Куоландинском Втором проявлениях, кроме того, отмечены мельниквит, ковеллин, блеклая руда, самородное серебро(?), пирраргирит(?). Анализ бороздовых проб показал наличие в рудах цинка – от 0,49 до 48,66 %, свинца – от 0,18 до 35,87 %, меди – 0,01–1,33 %, кадмия – 0,03–0,11 %, ртути – 0,0001–0,001 %, серебра – до 10,5 г/т. В штучных пробах установлено серебро – до 486,6–953 г/т, ртуть – до 0,2–0,5 %, германий – до 0,1 %. Серебро связано со свинцом и из-за низкого, в целом, его содержания практического значения не имеет.

Выполненная ГУГПП «Янгеология» и принятая к учету сводкой прогнозных ресурсов ГКГ РС(Я) оценка прогнозных ресурсов описанной группы Куоландинских проявлений на площади в 6 км² составляет (тыс. т): по категории P₁ для свинца – 106,91, P₂ – 213,82, для цинка соответственно – 125,05 и 250,05. Суммарные ресурсы по категории P₁ + P₂ свинца оцениваются в 320,73 тыс. т, цинка – 375,1 тыс. т. Это дает основание прогнозировать здесь месторождение среднего масштаба.

Ряд проявлений в Орулганском серебро-золото-полиметаллическо-хрусталеносном районе, связанных с рассматриваемой формацией, выявлены в бассейне р. Судяндахан (I-1-12; I-2-34, 37, 38, 40, 41, 45) и на Соболах-Маян-Мягенском междуречье (II-2-27; II-3-8, 12). Параметры рудных тел здесь невелики, содержания рудных элементов в них незначительные, практического значения они не имеют.

Дяньшкская группа проявлений свинцово-цинковой жильной формации (IV-3-2, 4, 5, 8, 9, 11) приурочена к прогнозируемым Эмчечинскому и Демунджинскому золото-полиметаллическорудным узлам Дяньшкского рудного района. Наибольшие перспективы связываются с проявлением Галенитовое (IV-3-9). Оно расположено в бассейне руч. Эмчечин (левый приток р. Дяньшка). Вмещающими породами являются песчаники и алевролиты среднего и верхнего карбона (имтанджинская, солончанская и кыгылтасская свиты), обнажающиеся в своде крупной Эмчечинской антиклинали. Рудопоявление приурочено к крутопадающим минерализован-

ным зонам дробления субширотного простирания мощностью от 0,5 до 4 м и протяженностью до 600–2000 м [49ф]. Зоны включают различно ориентированные кварцевые и кальцитовые прожилки мощностью 1–5 см с гнездами сидерита и хлорита. Рудные минералы представлены галенитом, в меньшей мере сфалеритом, редко пиритом, халькопиритом. Обычно они образуют рассеянную вкрапленность (2–3 мм) или гнездообразные выделения (до 3–5 см). Спектральным и химическим анализами здесь установлены (%) свинец (0,01–4,1), цинк (0,01–0,07), медь (0,01–0,02). Основные рудные тела слагают кальцит-галенитовые жилы мощностью от 0,2–0,4 до 1,5 м при прослеженной дальности от 150 до 2000 м. Галенит в них развит в виде прожилков (1–3 см), гнезд размером от 2–3 до 10–15 см и линз мощностью 0,1–0,2 м, в раздувах до 0,5 м, и длиной в первые десятки метров. Химический анализ бороздовых проб показал наличие свинца от 0,5 до 79,5 %, цинка – 0,01–0,05 %, серебра – 10–60 г/т; спектральным анализом установлена медь в количестве 0,015–0,03 %. По нескольким пересечениям средние содержания свинца в минерализованных зонах дробления варьируют от 0,5 до 6,3 %, цинка – от 0,01 до 0,03 %, меди – до 0,01 %, серебра – не более 30 г/т.

Прогнозные ресурсы проявления по категории $P_2 + P_3$, подсчитанные по двум наиболее изученным минерализованным зонам, составляют для свинца 680 тыс. т [49ф]. Ресурсная оценка рудного поля этого проявления составляет 880 тыс. т свинца (по категории P_3) [48ф]. Эти данные позволяют прогнозировать на месте рудопроявления Галенитовое среднее свинцовое месторождение.

Представителем описываемой формации с преимущественно сфалеритовым составом руд среди Дянышкинской группы является проявление Куст (IV-3-11). Оно расположено в 8 км к юго-востоку от проявления Галенитовое и занимает аналогичное последнему структурное положение. Основными рудными телами в нем являются субширотно ориентированные минерализованные зоны дробления в терригенных породах среднего–верхнего карбона. Мощность их варьирует от 0,8 до 6,5 м, прослеженная дальность до 500–700 м [49ф]. Оруденение вкрапленного или прожилкового типа. Содержание цинка варьирует от 0,18–0,24 до 28,8 %, свинца – 0,23–2,57 %, отмечены серебро – до 4–14 г/т, золото – до 0,5–1,2 г/т. Ресурсы проявления по категории P_2 оцениваются в 24 тыс. т цинка и 4,4 тыс. т свинца. Проявление изучено слабо, и перспективы его могут быть существенно увеличены. Недоизученными являются и другие цинковые и свинцово-цинковые проявления рассматриваемой группы (IV-3-2, 4, 5, 8), а также проявления на севере Дянышкинского прогнозируемого района (III-3-8, 22, 24).

Токурская группа свинцово-цинковых проявлений (I-3-11, 13; I-4-6, 7) локализуется в одноименном прогнозируемом рудном узле Омолойской минерогенической зоны (вне рудного района). Наиболее представительными здесь являются проявления свинца и цинка Лесное-II, свинца Менгюлечанское и цинка Лесное-I.

Проявление Лесное-II (I-4-6) расположено на крыле крупной Кыгылтасской антиклинали. Вмещающими породами служат песчаники и алевролиты верхней перми (дулгалахская серия). Оруденение приурочено к минерализованной зоне дробления, трассирующей сбросо-сдвиг северо-

восточного простирания [73]. Общая протяженность зоны 900–1000 м, ширина колеблется от 23 до 33 м. Строение ее сложное, не выдержанное по простиранию. Осадочные породы брекчированы и пронизаны тонкими разноориентированными карбонатными прожилками с вкрапленностью рудных минералов. Последние представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, редко блеклой рудой. Из вторичных минералов отмечены лимонит, смитсонит, азурит, малахит. Химическим анализом бороздовых проб установлено наличие (%) свинца (1,73–6,44), цинка (0,07–3,68), ртути (до 0,003). Пробирный анализ показал присутствие золота (0,1–0,2 г/т) и серебра (3,1–12 г/т).

Подсчет ресурсов (по категории P_2) для вскрытой канавами части зоны (414 м) при мощности 13 м, содержаниях Pb – 4,06 %, Zn – 1,06 %, Ag – 7,4 г/т, Au – 0,14 г/т, на глубину 100 м дал цифры в 58 тыс. т свинца, 15,4 тыс. т цинка, 10,7 т серебра, 0,2 т золота [73]. С учетом того, что мощность зоны в среднем составляет 26,7 м, а протяженность 900–1000 м, ресурсы свинца для оставшейся части (при среднем его содержании 2 % и подвеске 100 м) составят по категории P_3 около 104 тыс. т, а цинка (при среднем содержании 0,5 % и глубине 100 м) около 26 тыс. т. Общие ресурсы проявления по категории $P_2 + P_3$ для свинца составят 162 тыс. т, а для цинка – 41,4 тыс. т, что позволяет предполагать наличие здесь мелкого свинцово-цинкового месторождения.

Преимущественно цинковое проявление Лесное-I (I-4-7) расположено в 1 км к северо-востоку от проявления Лесное-II [73]. Оно локализовано в породах верхней части сюренской свиты (нижняя–верхняя пермь) и приурочено к мелким разрывам северо-западной ориентировки, оперяющим сбросо-сдвиг северо-восточного простирания. Выявлено не менее семи минерализованных зон дробления мощностью от 1 до 7 м. Прослеженная длина наибольшей из них составляет 250 м. Оруденение приурочено к сериям параллельных карбонатных жил (1–10 см) и прожилков и представлено вкрапленностью сфалерита, галенита, иногда блеклой руды. Химическим и пробирным анализами бороздовых проб установлены содержания цинка – 5–8,1 %, свинца – 0,06–0,15 %, золота – 0,1–0,4 г/т, серебра – 1–5,6 г/т.

Ресурсы по категории P_3 , исходя из наличия семи зон со средней длиной 200 м, мощностью 4 м, содержаниями цинка 6,5 % и свинца 0,1 % до глубины 100 м, составят около 95 тыс. т цинка и 1,5 тыс. т свинца. Учитывая слабую изученность проявления, ресурсы его могут быть увеличены.

Свинцовое проявление Менгюлечан (I-3-11) локализуется в кровле перми (дулгалахская свита) и контролируется минерализованной зоной дробления, приуроченной к разлому северо-восточного простирания на западном крыле Верхне-Токумской антиклинали. Длина зоны 600–700 м, ширина варьирует от 20–50 м на западном фланге до 200 м на восточном. В ее пределах выявлено около 20 кварц-сульфидных тел жилообразной формы, длиной 10–60 м и мощностью 0,1–5 м. Основным минералом является галенит, менее распространен сфалерит. Роль последнего существенна на восточном фланге зоны; на западном фланге руды сложены массивным галенитом с примесью (до 3 %) тетраэдрита и самородного серебра. Из вторичных минералов определены малахит, азурит, смитсонит, англезит, церуссит, халькозин, ковеллин. По данным химического и пробирного

анализов бороздовых проб содержание свинца в рудных телах варьирует от 1,55 до 52,34 %, цинка – 0,03–0,58 %, кадмия – до 0,2 %, серебра – 9,6–208,2 г/т, золота – 0,2–0,4 г/т. Отмечена медь – до 0,23 %, ртуть до 0,02 %. Учитывая появление блеклых руд и минералов серебра, данное проявление имеет черты сходства с серебро-полиметаллической формацией.

В целом, несмотря на значительные параметры рудных тел и достаточно высокие содержания металлов, в том числе серебра, проявление изучено слабо. Исходя из протяженности рудоносной зоны 600 м, ширине 50 м, глубине оруденения 100 м, объемном весе 2,6 т на 1 м³ и среднем содержании Pb 1,55 %, Zn 0,2 %, авторская оценка ресурсов первого по категории P₃ составляет 120,9 тыс. т, второго – 15,5 тыс. т. Прогнозные ресурсы серебра для Токурского узла по категории P₃, учтенные сводкой ресурсов Госкомгеологии РЯ(Я), составляют 600 т металла [48ф].

Проявления свинца и цинка, отнесенные к серебро-полиметаллической формации, установлены в Сынчинском прогнозируемом полиметаллическо-сереборудном узле (I-2-7), в Верхне-Соболахской полиметаллическо-хрусталоносной рудоносной зоне (II-2-21), в Верхне-Эчийском золото-олово-сереборудном узле (III-4-38, 42), в Эчийско-Билляхской прогнозируемой полиметаллическо-сереборудной рудоносной зоне (III-5-18, IV-5-1, 2, 3). К этой же формации относится Хосская группа проявлений (III-4-9, 10, 13, 14, 17), входящая в Быйытахский прогнозируемый полиметаллическо-золото-сереборудный узел. Наиболее перспективны Верхне-Сынчинское, Березкинское проявления и Хосская группа проявлений.

Проявление Верхне-Сынчинское (I-2-7) приурочено к брекчиям минерализованной зоны дробления, прослеженной на 15 км вдоль сдвига северо-восточного простирания [70]. Вмещающими породами являются песчаники и алевролиты среднего карбона (юпенчинская свита). Ширина зоны до 4,5 м. В брекчиях наблюдается многочисленная мелкая (до 2 мм) вкрапленность сфалерита (6 %), галенита (4 %), халькопирита (2 %), пирита. По данным химического и пробирного анализов содержания полезных компонентов в брекчиях следующие: свинца – 2,1 %, цинка – 7,2 %, серебра – 4,5 г/т. Основная масса сульфидных руд локализуется в трещинах оперения, образуя прожилки толщиной до 3 см, длиной 10–12 см и гнезда до 2 см. Галенита в них содержится до 77–99 %, сфалерита до 22 %. Пробирным анализом установлено серебро в количестве 233 г/т.

По данным ГУГГП «Янгеология», учтенным и сводкой ресурсов Госкомгеологии РС(Я), ресурсы по категории P₃ территории рудного поля данного проявления оценены для свинца и цинка по 120 тыс. т, серебра в 1800 т.

Хосская группа проявлений образует вытянутую вкост простирания складчатых структур зону длиной 5–7 км и шириной до 1,5–2 км [78]. На этом интервале насчитывается около 20 жил мощностью 0,2–0,4 м и протяженностью до 300–400 м. Жилы сложены в основном галенитом, реже отмечены сфалерит, халькофанит, арсенопирит, церуссит. По данным химического анализа бороздовых проб свинец в них составляет до 84–87 %, цинк – до 0,4 %, медь – до 0,16 %, олово – 0,02–0,94 %, сурьма – 0,13 %, висмут – до 0,014 %, кадмий – до 0,01 %, золото – 0,2–0,4 г/т. Серебро установлено в количестве от 446 до 3044 г/т. Эти материалы указывают на сходство рассматриваемых проявлений с серебро-полиметаллическими рудами Кимпиче-Берелехского ПРУ (участок Центральный Кимпиче).

Кроме жил, в зоне распространены минерализованные зоны дробления, связанные с субширотными разломами. Мощность их составляет 1–2 м, длина 100–300 м. Из рудных минералов в них обнаружены галенит, сфалерит, гидроокислы марганца, церуссит. Пробирным анализом штучных проб установлено серебро – 6–72,2 г/т.

Проявление Березкинское (III-5-18) расположено в верховьях р. Амбар-Юряге (левый приток р. Биллях). Здесь выявлена серия крутопадающих кварцевых, кварц-карбонатных жил и минерализованных зон дробления, концентрирующихся в полосе юго-восточного простирания. Ширины ее 50–80 м, длина до 2 км [79]. Главными минералами являются галенит, сидерит, бурнонит, кварц; им подчинены сфалерит, пираргирит, блеклая руда, халькопирит, пирротин и кальцит. Основные минеральные ассоциации – галенитовая, слагающая центральные части рудных тел, и сфалерит-бурнонитовая, развитая по их периферии. Текстуры руд пятнистые, брекчиевые и вкрапленные, реже прожилковые и прожилково-вкрапленные. По данным химического анализа штучных проб содержание (%) свинца – от 10 до 47 (среднее 30,5), цинка – 0,2–4,4 (среднее 1,5), меди – от сотых долей процента до 1,4. Пробирным анализом установлено серебро от 700 г/т до 42,7 кг. Спектральный анализ выявил сурьму от 0,17 до 0,76 %, сотые доли процента олова, меди. Поставленные на учет в Госкомгеологии РС (Я) ресурсы свинца составили 12,563 тыс. т по категории P_2 и 165 тыс. т по категории P_3 , цинка 12,56 тыс. т (P_2), а для серебра Березкинской перспективной площади – 550 т (P_3). По данным А. И. Некрасова [36ф], ресурсы серебра в рудопроявлении по категории P_1 составляют 304,3 т (со средним содержанием 1261,2 г/т), по категории P_2 – 936,76 т (со средним содержанием 858,6 г/т). Таким образом, Березкинское проявление, возможно, является серебрянорудным и на его базе можно прогнозировать месторождение серебра мелкого–среднего масштаба.

Проявление Ньюэле (II-5-18) в основных чертах подобно Березкинскому. Оно приурочено к своду Бутугасской антиклинали в области ее периклинального замыкания, сложенной пачками переслаивающихся верхнепермских песчаников и алевролитов (деленджинская серия). Минерализованная зона кварц-карбонатных брекчий и кварц-сульфидных жил длиной более 700 м и мощностью от 1,4 до 6,7 м (средняя 4,0 м) приурочена к субширотному разрывному нарушению. Рудные минералы представлены сфалеритом, галенитом, пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, пирротинном. Содержание полезных компонентов: Zn – 0,24–6,0 % (максимальное – 9,67 %), Pb – 0,04–3,02 % (наибольшее – 7,68 %), Ag – 100 г/т (среднее), Hg – 0,001–0,028 %, Sb – 0,008 %. Прогнозные ресурсы, состоящие на учете Госкомгеологии РС(Я), по категории P_3 составляют: Zn – 75 тыс. т, Pb – 50 тыс. т, Ag – 250 т.

Проявления свинца и цинка, связанные с оловорудной силикатно-сульфидной группой формаций, локализируются в Тирехтяхском полиметаллическо-оловорудном районе (IV-6-1, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 12, 13). Они относятся к галенит-сфалеритовому типу касситерит-сульфидной формации [21ф] и обнаруживают отчетливую зональность по отношению к гранитоидным массивам раннемелового дулгалахского комплекса, размещаясь в контактово-метаморфизованных породах среднего и верхнего триаса на расстоянии в 200–1500 м от них. Проявления тяготеют к сводам антиклиналей,

осложненным сбросо-сдвигами и сбросами субширотной ориентировки. Минерализация локализуется в оперяющих трещинах, выполненных зонами дробления мощностью от долей до 9 м и длиной от первых сотен метров до 1100 м. Главные рудные минералы – галенит, сфалерит, второстепенные – касситерит, арсенопирит, халькопирит, пирит, редкие – антимонит, киноварь. Содержания (%) свинца – от десятых долей процента до 16, цинка – до 10, олова – 0,12–0,6. Установлены серебро – до 170 г/т, золото – до 0,5 г/т, в повышенных содержаниях отмечены сурьма, медь, мышьяк, иногда ртуть. Прогнозные ресурсы, рассчитанные ГУГГП «Янгеология» для Мой-Юряхского ПРУ в целом, составляют: серебро – 415 т (P₂), свинец – 112 тыс. т (P₂) и 40 тыс. т (P₃).

Свинцово-цинковые проявления, относящиеся к золото-полиметаллической формации (IV-4-14, 15), установлены в Ньюктоминском рудном узле. Основным из них является Кельгерское (IV-4-15). Оно представляет собой карбонатно-сульфидно-кварцевую жилу с аз. пад. 345∠15. Мощность жилы до 3 м, прослеженная дальность 90–100 м [21ф]. Из рудных минералов в ней определены пирит, сфалерит. Химическим и пробирным анализами штучных проб выявлены свинец – до 1 %, медь – 0,6 %, цинк – 0,6–10 %, золото – от следов до 1,3 г/т.

Шлиховые ореолы свинца и цинка довольно равномерно распространены по территории Западно-Верхоянской полиметаллическо-золото-сереборудной минерагенической зоны, где большинство их находится вне рудоносных зон и узлов. В Дулгалах-Брюнгадинской серебро-золото-сурьмяно-ртутнорудной минерагенической зоне они тяготеют к секущим оловорудным минерагеническим зонам либо располагаются вне установленных рудоносных зон и узлов, возможно, намечая положение не выявленных объектов с эндогенной минерализацией. Литохимические ореолы свинца и цинка тяготеют к флангам рудных полей и рудных узлов с отчетливо проявленной свинцово-цинковой и сереборудной минерализацией.

Молибден

Молибден на территории распространен ограниченно. Известно два проявления (III-4-28, III-4-30), один пункт минерализации (III-5-5) и один литогеохимический ореол (VI-6-6). Кроме того, молибден является сопутствующим компонентом в проявлениях других полезных ископаемых.

Молибденовая минерализация относится к молибденит-кварцевой формации и обнаруживает тесную связь с меловым магматизмом, так как локализуется в эндо- и экзоконтактной зоне Хобойоту-Эчийского гранитоидного массива и мелких штоков (Кысыл-Тасского, Эндыбальского и др.). Обычно молибденовое оруденение приурочено к маломощным (2–20 см) и непротяженным (первые метры) кварцевым прожилкам и жилам; в качестве сопутствующего компонента молибден концентрируется, кроме того, в минерализованных зонах дробления.

Крупных молибденовых объектов на описываемой площади нет. Наиболее значительным является проявление Холодное (III-4-30) в верховьях левого истока р. Эчий. Приурочено оно к среднезернистым гранодиоритам, слагающим южный эндоконтакт Хобойоту-Эчийского массива. Руд-

ные тела представлены крутопадающими кварцевыми жилами мощностью 2–20 см и прожилковыми зонами, группирующимися в полосу северо-восточного простирания шириной 220 м и протяженностью около 1 км. Наиболее крупная из жил («Основная») имеет параметры $0,2 \times 450$ м. На глубину рудные тела не изучались. В составе рудных тел преобладает кварц; молибденит встречается в виде чешуек размером 1–2 мм, розеток до 1–5 см в диаметре и тонких прожилков. Также отмечена рассеянная вкрапленность пирита, касситерита, вольфрамита. Руды прожилково-вкрапленные, равномерные. Содержание молибдена колеблется от 0,01 до 0,76 %. Вмещающие гранодиориты слабо грейзенизированы. Запасы молибдена в рудах оцениваются в 12 тыс. т и могут быть увеличены за счет разведки рудных тел на глубину.

К югу от Хобойоту-Эчийского массива молибден известен в ряде золото-полиметаллических проявлений и пунктов минерализации, представленных кварцевыми жилами и минерализованными зонами дробления в роговиковых полях Эндыбальского и Кысыл-Тасского штоков гранитоидов. Содержание молибдена в них колеблется от 0,002 до 0,5 %.

Литохимический ореол молибдена выявлен в бассейне р. Ханнах (VI-6-6). Содержание молибдена превышает кларковое в 10–100 раз. Предполагается, что источниками являются молибденит-кварцевые жилы [58].

Проявления молибдена в районе не разведывались, большинство рудных точек установлено по единичным штучным пробам. Преобладает молибденная минерализация жильного типа, которая характеризуется сравнительно высокими содержаниями, но незначительна по запасам и не представляет промышленной ценности. Однако наличие такого объекта, как проявление Холодное, указывает на возможность обнаружения в Западном Верхоянье месторождений этого металла.

Вольфрам

На территории листа вольфрамовое оруденение связано с вольфрамит-кварцевыми жилами небольших размеров, приуроченными к экзоконтактам интрузивных тел кислого состава [58]. Известно одно проявление, относящееся к шеелит-золото-кварцевой турмалин-хлоритовой формации. Отнесение ее к данному формационному типу достаточно условно и основывается на ее минералогических особенностях. Возможно, при дальнейшем изучении данного проявления, при появлении новых данных, его можно будет отнести к оловорудной силикатно-сульфидной группе формаций.

Проявление IV-5-31 расположено в верховьях руч. Подумай, являющегося левым притоком р. Тирехтях. Оно локализовано в ороговикованных песчаниках и алевролитах тумаринской серии нижней–верхней перми, образующих пологую брахисинклинальную складку, и представляет собой две вытянутые в северо-западном направлении полосы шириной около 500 м и длиной до 1400 м, в пределах которых расположено большинство рудных тел. Рудная минерализация локализована в жилах и прожилках мощностью до 30 см и протяженностью до десятков метров. По составу это кварцевые, кварц-турмалиновые и кварц-сульфидные жилы. Минералы вольфрама (вольфрамит, шеелит) обычно сосредоточены в зальбандах кварце-

вых и кварц-турмалиновых жил. Иногда содержание вольфрамита в штуфах достигает 7–10 %, реже 15 %. Также наблюдаются кварцевые жилы с брекчиевидной текстурой, тяготеющие к восточному флангу рудного поля проявления. Содержание триоксида вольфрама в различных телах проявления колеблется от сотых долей процента до 7,73 %. На восточном фланге рудного поля в жилах присутствует золото (0,2–0,5 г/т, иногда до 20 г/т) [58]. В пределах проявления могут быть обнаружены штокверки с богатыми содержаниями вольфрама.

Другим типом жильных образований с вольфрамовой минерализацией являются кварцево-малосульфидные жилы с шеелитом и золотом. В пределах описываемой площади вольфрам в подобных рудах самостоятельно промышленного значения не имеет, хотя в отдельных случаях в них наблюдаются повышенные содержания WO_3 .

Олово

На территории установлены одно среднее и два малых месторождения, 13 рудопроявлений и один пункт минерализации олова. Кроме собственно оловорудных объектов присутствуют комплексные (одно малое месторождение, 12 рудопроявлений и один пункт минерализации), в которых олово ассоциирует со свинцом и цинком и в одном из рудопроявлений (III-5-8) — со свинцом и медью. Объекты россыпной оловоносности представлены месторождениями Тысы-Кыльльской группы (IV-6-17, IV-6-25), установленными в бассейне р. Дулгалах. На площади листа показаны три шлиховых (III-4-2, III-4-5, III-6-1) и один литохимический (IV-1-1) ореол олова.

Большинство из нанесенных на карту объектов находятся в восточной части территории в пределах Яно-Адычанской полиметаллическо-оловорудной минерагенической зоны, объединяющей два района с оловорудной специализацией — Яно-Борулахский и Тирехтяхский. Часть объектов локализованы в центральной части площади листа в пределах Быйыгтахского прогнозируемого полиметаллическо-золото-сереброрудного и Верхне-Эчийского золото-олово-сереброрудного узлов, выделенных в составе Куранахского полиметаллическо-золото-сереброрудного района Западно-Верхоянской минерагенической зоны. Западно-Верхоянская зона включает также два рудопроявления, показанных вне рудных узлов в северной (I-2-26, I-2-30) части территории.

Во всех месторождениях и проявлениях олова за исключением одного объекта (III-4-32) выделяется одна касситерит-силикатно-сульфидная рудная формация, разделенная на четыре минеральных типа: турмалин-сульфидный (III-4-20, 33; IV-6-22), хлорит-сульфидный (I-2-26, 30; III-4-37, 39; III-6-2; IV-6-16, 27, 28, 29), арсенопирит-пирротинный (III-4-3, 11; III-5-8; IV-6-7, 11) и галенит-сфалеритовый (II-6-5; IV-6-9, 10; IV-6-14, 15, 18, 19, 20, 23, 24, 26). Один из 29 рудных объектов — рудопроявление III-4-32 (участок Контактный) — относится к кварцевому типу касситерит-кварцевой формации.

Тирехтяхский полиметаллическо-оловорудный район характеризуется многочисленными проявлениями олова, но разведанные запасы и основной объем прогнозных ресурсов олова связаны с одним из двух расположенных

здесь узлов — Аномальным рудно-россыпным, где находятся одно среднее (Аномальное) и одно малое (Жила Вертикальная) оловорудные месторождения, значительное количество рудопроявлений и Тысы-Кыбльская группа оловоносных россыпей (IV-6-17, 25). В пределах второго рудного узла — Мой-Юряхского прогнозируемого — сгруппировано несколько комплексных полиметаллическо-оловянных рудопроявлений (IV-6-7, 9, 10, 11).

Месторождение Аномальное (IV-6-22) расположено в надкупольной зоне нескрытого плутона гранитоидов и приурочено к западному крылу опрокинутой синклинали, сложенной алевритово-песчанниковой толщей верхнего триаса (T_3ab). Вмещающие породы контактово-метаморфизованы. Месторождение является типичным представителем турмалин-сульфидного типа. В распределении минеральных ассоциаций руд устанавливается горизонтальная зональность. В центральной части рудного поля локализованы касситерит-сульфидные руды с ферберитом и турмалином, выполняющие субсогласные, ориентированные параллельно слоистости тела, сформированные по субмеридиональным межпластовым срывам. Мощность залежей 0,1–9 м, протяженность 300–600 м. Содержание олова колеблется от 0,1 до 2,57 %. Касситерит-сульфидные руды с хлоритом, иногда с галенитом и карбонатом, слагают секущие минерализованные зоны дробления, развитые по северо-восточным разрывам и опирающимся их субширотным трещинам, в промежуточной зоне. Мощность тел 0,1–4 м, протяженность 200–550 м. По периферии рудного поля наблюдаются разрозненные северо-восточные галенит-сфалерит-карбонатные рудные тела. Вертикальный размах оруденения определяется по эрозионному врезу в 300 м. Оценка прогнозных ресурсов олова (тыс. т) по категории P_2 — 51,93, в том числе по субпластовым рудным телам — 47,09, по секущим телам — 4,84 [32ф].

Месторождение Жила Вертикальная (IV-6-20) Аномального рудного узла состоит из рудных тел галенит-сфалерит-карбонатного состава — жил, зон прожилкования и минерализованных зон дробления. Мощность рудных тел колеблется от 5–10 см до 1–2 м, длина — от 50 до 150 м. Содержания (%): олова — от 0,001 до 3,08 %, цинка — от 0,01 до 1, свинца — от 0,001 до 3, меди — от 0,01 до 0,2, мышьяка — от 0,005 до 1. Прогнозные ресурсы олова по категории P_2 оцениваются в 1,3 тыс. т [81].

Оловянные проявления IV-6-14, 16, 18, 27, 28, 29, выявленные в пределах рассматриваемого узла, представлены в основном зонами дробления с касситерит-хлорит-сульфидной минерализацией. Мощность зон 0,5–9 м, протяженность до 1 км. Все проявления, за исключением одного (IV-6-18), характеризуются крайне убогими содержаниями олова (0,0003–0,07 %) и оцениваются как малоперспективные. Содержание олова 0,05–0,94 % обнаружено в рудном теле проявления IV-6-18 — в марматит-карбонатно-кварцевой жиле мощностью 5–10 см и длиной 40–60 м. В рудах установлены содержания попутных компонентов (%): свинца — 0,05–0,2, цинка — 0,3–1, мышьяка — 0,01, меди — 0,001–0,2. Данное проявление относится к ряду перспективных [21ф].

Полиметаллическо-оловянные проявления IV-6-15, 19, 23, 24, 26 — это галенит-карбонатные жилы мощностью 10 см, длиной 20–60 м и лимонитизированные зоны дробления мощностью 1–2 м при протяженности 200–300 м. Содержания (%) олова — 0,05–0,13, единично — 6 (проявление

IV-6-15), свинца — от 0,05–0,5 до 1–10, цинка — 0,1–1, меди — 0,001–0,2. Проявления оцениваются как перспективные [81, 21ф].

Хлорит- и турмалин-сульфидные оловорудные тела Аномального рудного узла являются коренными источниками Тысы-Кыльской группы россыпных месторождений олова: аллювиальных россыпей ручьев Тысы-Кыыл (IV-6-17), Крутой-Юбилейный, Аномальный, Медвежий (IV-6-25) и элювиально-делювиальной россыпи Делювиальное (IV-6-17).

Аллювиальная россыпь руч. Тысы-Кыыл (IV-6-17) мономинеральная оловоносная. Балансовые запасы категории C_1 оценены в 290 т, забалансовые запасы — 281 т. В верхней части долины на правом борту руч. Тысы-Кыыл разведана делювиальная оловоносная россыпь с забалансовыми запасами 27 т (россыпь не отражается в масштабе карты и показана на листе вместе с аллювиальной россыпью как единое россыпное месторождение руч. Тысы-Кыыл). Запасы аллювиальной и делювиальной россыпи учитываются как Государственный резерв [48ф].

Аллювиальные россыпи ручьев Крутой-Юбилейный и Аномальный (IV-6-25) двухкомпонентные: наряду с оловом промышленное значение имеет триоксид вольфрама (в вольфрамите). Россыпь руч. Медвежий мономинеральная оловоносная. Элювиально-делювиальная россыпь Делювиальное (IV-6-17), мономинеральная оловоносная, располагается на левобережье верхнего течения руч. Тысы-Кыыл и непосредственно примыкает к аллювиальной россыпи указанного водотока (не отражается в масштабе карты). До недавнего времени (1982–1992 гг.) все россыпи отрабатывались. Остаточные активные запасы ввиду утраты промышленного значения и нецелесообразности их дальнейшей рентабельной отработки переведены в прогнозные ресурсы категории P_1 . Общие прогнозные ресурсы олова россыпей ручьев Крутой-Юбилейный, Аномальный, Медвежий и месторождения Делювиальное — 814 т, вольфрама — 26 т.

Полиметаллическо-оловянные рудопроявления IV-6-7, 9, 10, 11, расположенные в пределах Мой-Юряхского узла, связаны с малыми телами и дайками гранит-порфиоров ($\gamma\pi K_1 dl$), гранодиоритов ($\gamma\delta K_1 dl$), гранодиорит-порфиоров ($\gamma\delta\pi K_1 dl$), кварцевых диоритов ($q\delta K_1 dl$). Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления мощностью 3–5 м и длиной 150–500 м. Зоны сложены лимонитизированными суглинками с обломками ороговикованных пород, сцементированными сульфидами и кварцем. Руды на поверхности сильно окислены. Главные минералы — кварц, пирротин, пирит; второстепенные — арсенопирит, халькопирит, касситерит, вольфрамит; вторичные — лимонит, ярозит, фиброферрит. Установлены содержания (%) олова — 0,01–0,15, свинца — 0,001–0,5, цинка — 0,005–1, мышьяка — 0,02–1, меди — 0,002–0,08. Проявления оцениваются как перспективные [81, 21ф].

В Яно-Борулахском серебро-оловорудном районе выявлены три рудопроявления (III-5-8, III-6-2, II-6-5), ассоциирующиеся со свитой даек диоритовых порфиритов ($\delta\pi J_3 dr?$) и размещающиеся в пределах полей ороговикования существенно песчаниковых средне-верхнетриасовых ($T_{2-3}tb$, $T_{2-3}nt + lr$) и нижнеюрских ($J_1bs + sb$) толщ.

Медно-свинцово-оловорудное проявление Ат-Юряхское (III-5-8) находится в Меникенском потенциальном узле. Рудными телами являются кварцевые жилы, минерализованные зоны дробления осадочных пород и грейзе-

низированные дайки диоритовых порфиритов ($\delta\text{J}_3, dr?$). Жилы и зоны имеют северо-западное, реже меридиональное простирание, падение их крутое ($70-90^\circ$). Жилы, как правило, а зоны — в большинстве случаев приурочены к экзо-контактам даек. Мощность жил невелика — от 1–3 до 10 см, протяженность 20–30 м, реже 50 м. Зоны дробления мощностью до 2 м протягиваются на 100–200 м. Содержания полезных компонентов (%): олова — 0,03–0,6, свинца — 0,1–1, меди — 0,03–0,06. Пробирным анализом устанавливается содержание золота в дайках и кварцевых жилах в количестве 0,2–0,9 г/т, в одной шпунфной пробе — 1,3 г/т. Проявление не оценивалось [79, 21ф].

Оловорудное проявление Екюччинское (III-6-2), расположенное вне рудного узла, представлено около 50 минерализованными зонами дробления осадочных пород, приуроченными к системе трещин субширотного простирания. Мощность зон 1–5 м при протяженности 100–1500 м. Содержание олова в них колеблется в пределах 0,0001–0,003 %, и только в трех из них выявлено 0,02–0,03 %. Содержания попутных свинца и цинка также крайне убогие. Рудопроявление бесперспективно в отношении олова [57ф].

Оловорудное проявление Тонголохское (II-6-5) представлено субпараллельными, часто сближенными, минерализованными зонами дробления, сложенными кварц-сульфидно-карбонатными брекчиями с элементами жил выполнения. Содержание олова колеблется от 0,02 до 0,1 %. Свинец присутствует в количестве 0,73 %, цинк — 1,07 %. Содержание серебра составляет 17,3 г/т. Отмечаются следы золота и вольфрама. По характеру размещения вторичных ореолов рассеяния олова на участке рудопроявления предполагается наличие новых сравнительно крупных рудных тел. Проявление оценивается как перспективное [57ф].

Кроме нижеописанных коренных объектов олова, в пределах Яно-Борулахского рудного района на листе показаны два шлиховых ореола касситерита (III-4-2, III-6-1). Касситерит обнаружен в 42 пробах от 1–2 до 100 знаков размером 0,1–0,3 мм. Источником касситерита в шлиховых пробах служат, по-видимому, кварцевые жилы и зоны дробления, расположенные западнее горы Меникен и левого склона долины р. Киэн-Юрях [68ф].

В Быйыттаском и Верхне-Эчийском рудных узлах Куранахского полиметаллическо-золото-сереброрудного района, захватывающих западную и восточную эндо- и экзоконтактные зоны Хобойоту-Эчийского массива гранодиоритов ($\gamma\delta K, kr$) соответственно, локализованы собственно оловорудные объекты, характеризующиеся повышенными содержаниями вольфрама, меди. Рудные тела сложены минеральными ассоциациями кварцевого типа касситерит-кварцевой формации и всеми четырьмя типами касситерит-силикатно-сульфидной формации.

К кварцевому типу касситерит-кварцевой формации относится рудопроявление участка Контактный (III-4-32), выявленное непосредственно в гранодиоритах Хобойоту-Эчийского массива. Оруденение приурочено к зонам грейзенизации (мусковитизация, окварцевание, ожелезнение), развитым по субширотным нарушениям. Грейзенизированные гранодиориты пронизаны многочисленными сближенными субпараллельными кварцево-сульфидными (пирит, халькопирит, арсенопирит) прожилками мощностью в основном 1–3 см. Форма залегания грейзенов и параметры тел не выяснены. Установлены содержания олова — 0,009–0,24 %, вольфрама — 0,018–0,065 %, золота — до 1 г/т, серебра — 28–249,8 г/т [13ф].

Месторождение Бочийское (III-4-33) турмалин-сульфидного типа представлено серией многочисленных, непостоянных по падению и простиранию, субпараллельных и кулисообразных прожилков, образующих меридиональную зону мощностью 8–10 м, протяженностью 1600 м. По восставанию зона прослежена на 300 м. Длина отдельных прожилков не превышает первых метров, мощность их невелика (0,5–4 см). Содержание олова в отдельных прожилках меняется от сотых долей процента до 41 %. В оловорудных телах содержатся сопутствующие свинец и цинк (до сотых долей процента). Запасы олова по категории C_1 , составляющие 1027 т, признаны непромышленными [78].

Основные запасы олова Имтанджинского месторождения (III-4-37) хлорит-сульфидного типа сосредоточены в трех субмеридиональных минерализованных зонах и одной жиле (всего выявлено 60 рудных тел). Длина зон 200–1000 м, мощность 0,2–1,5 м. Длина жилы 300 м, мощность 0,1–0,4 м. Содержание (%) олова – 0,28–1,02 (в отдельных пробах достигает 20,9), свинца – 7–17,7, цинка – 0,14–2,15. Пробирный анализ пяти проб показал содержание золота – следы, серебра – 769,6 г/т. Запасы олова, определенные по категории C_1 в количестве 1722 т, квалифицированы как непромышленные. Доразведка оруденения на глубину 300–400 м позволит увеличить запасы месторождения в 2,5 раза [78, 21ф, 13ф]. Предлагается рассматривать запасы этих двух месторождений (2,75 тыс. т) в качестве ресурсов категории P_2 .

Типичными объектами арсенопирит-пирротинового типа являются рудопроявления Быйыттах и Викинг.

На проявлении Быйыттах (III-4-3) рудные тела с оловянной минерализацией имеют вид широтных жил выполнения и встречаются как непосредственно в гранодиоритах малых тел ($\gamma\delta K_1 kr$), так и в перекрывающих их ороговикованных породах ($C_{2-3} sl$). Мощность рудных тел 0,2–1,2 м, наблюдаемая протяженность 150–200 м. Широко развиты пласты сульфидизированных ороговикованных песчаников, обычно раздробленных вдоль контактов с алевролитами и сцементированных кварцевым или сульфидно-кварцевым веществом. Мощность сульфидизированных пластов песчаников 1–2 м. На отдельных участках почти 50 % их массы составляет тонкая вкрапленность пирротина, в меньшем количестве пирит и халькопирит. Содержание олова в рудах достигает 0,71 % (в единичных пробах до 2–3 %), свинца – 0,1 %, меди – 0,05 %. Прослеженные к настоящему времени рудные жилы – это части рудных тел, скрытых под четвертичными отложениями, с возможной протяженностью в многие сотни метров. Исходя из протяженности рудных тел в сотни метров, их мощности от 0,2 до 1,25 м и содержания в них олова от 0,2 до 1,59 % при видимом ныне вертикальном размахе оруденения в 60–70 м, можно ожидать, что рудопроявление Быйыттах содержит ресурсы олова не менее 5 тыс. т (по категории P_3).

Рудопроявление Викинг (III-4-11) представляет собой минерализованные зоны дробления, локализованные в протяженных (200–2200 м) трещинах скальвания субширотного направления. Мощность зон дробления колеблется от 0,2 до 4 м. Кроме того, на проявлении наблюдаются штокверкоподобные зоны разноориентированных кварцевых прожилков. Толщина прожилков варьирует от 1–2 мм до 2–3 см, длина – единицы–десятки мм. Олово в рудных телах содержится в количестве от 0,005 до 2,4 %, вольфрам –

0,01–0,12 %. Относительный уровень эрозионного среза рудных тел отвечает средне-верхнерудному. Прогнозные ресурсы олова категории P_3 составляют 22 тыс. т. Проявление оценивается как высокоперспективное [13ф, 57ф].

Помимо рассмотренных проявлений олова, локализованных в надывывной зоне Хобойоту-Эчийского массива гранитоидов, в пределах Западно-Верхоянской минерагенической зоны располагаются два оловорудных (I-2-26, III-4-39), одно полиметаллически-оловорудное (I-2-30) проявление и два пункта минерализации (III-4-27, IV-2-12), не представляющие практического интереса, с содержаниями олова 0,02–0,12 % [13ф, 8ф, 20ф].

Также в пределах данной зоны на лист вынесены один шлиховой и один литохимический ореолы рассеяния олова. Шлиховой ореол рассеяния (III-4-5) с высокими содержаниями (10–100 г/м³) касситерита и шеелита связан с размывом Хобойоту-Эчийского массива гранитоидов [76]. Литохимический ореол IV-1-1 (бассейн р. Курунг-Сала) представляет собой совокупность потоков рассеяния с содержанием олова от 0,001–0,003 до 0,1–0,7 %. Проявления гидротермальной деятельности на местности неизвестны. Но следует отметить, что аномально повышенные содержания олова (тысячные, реже сотые доли процента) отмечались в отдельных пробах, отобранных по вторичным ореолам рассеяния вблизи зон разрывных нарушений, как правило, не сопровождающихся рудной минерализацией [8ф].

Ртуть

В пределах листа известно три месторождения ртути (Звездочка, Загадочное, Холболохское), 16 проявлений, два пункта минерализации и восемь шлиховых ореолов киновари. Все они локализируются в пределах Дулгалах-Брюнгадинской серебро-золото-сурьмяно-ртутнорудной минерагенической зоны, образуя два рудных района – Улагинско-Билляхский и Холболох-Айтыканский. Большинство выявленных объектов являются скорее всего представителями киноварной терригенной аргиллизитовой формации [28] и рассматриваются как низкотемпературные телетермальные образования, не обнаруживающие четких генетических связей с теми или иными магматическими комплексами. Все ртутные проявления размещаются в терригенных породах верхоянского комплекса. Ниже приведено описание наиболее изученных и характерных ртутнорудных объектов; сведения об остальных рудопроявлениях даны в общем виде.

На Дулгалах-Быгантайском водоразделе, в Еккючу-Бекемском рудном узле расположены месторождения Звездочка и Загадочное.

Месторождение Звездочка (II-5-19) было открыто в 1967 г. (экспедиция № 3 ВАГТа). Рудовмещающими являются терригенные отложения нижнего триаса (нююэленская серия), представленные переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Породы смяты в небольшие асимметричные складки близмеридионального простирания шириной 200–500 м и длиной первые километры. Пликативные структуры осложнены крутопадающими продольными сбросами, к которым приурочены основные рудные тела. Всего на месторождении обнаружено пять рудных тел, в целом образующих линейно-вытянутую зону общей длиной около 800 м. Падение тел за-

падное, углы варьируют от 45 до 85°, мощность меняется от 0,1 до 10,9 м. Крупные залежи прослежены скважинами до глубины 150 м, мелкие выклиниваются на глубине 20 м. Границы их нечеткие и часто определяются лишь по результатам опробования. Устанавливается литологический контроль оруденения: основная масса киновари локализуется в песчаниках, перекрытых экранирующими пластами и пачками алевролитов. Максимальные содержания ртути в отдельных пробах достигают 14,2 %, средневзвешенные содержания по всей мощности тел составляют 1,5–1,56 %. Текстура руд – прожилково-вкрапленная и массивная, брекчиевидная.

Вещественный состав руд простой: главным рудным минералом является киноварь, на отдельных глубинах (даже 119–122 м) отмечаются высокие концентрации самородной ртути. Меньшее распространение имеют метациннабарит, пирит, марказит, в виде единичных включений встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит. В целом суммарное содержание сопутствующих сульфидов не превышает 1 %. В рудах отмечается присутствие микроскопических выделений антимонита, касситерита, самородных серебра и золота [58]. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатами (анкерит, кальцит), диккитом и каолинитом.

Вмещающие породы подверглись интенсивным окolorудным изменениям, выразившимся в окварцевании, диккитизации, и карбонатизации. На локальных участках наблюдаются нечетко выраженные ореолы пирита. Изменения затрагивают в первую очередь цемент песчаников. В межзерновых пространствах отмечаются метасоматические образования кварца, анкерита, диккита, глинисто-слюдястые агрегаты. Измененные породы отличаются от свежих разностей более светлой окраской.

Аналогичный характер метасоматических преобразований пород верхожанского комплекса отмечается в различных масштабах на всех ртутных проявлениях территории и является важным поисковым признаком. На месторождении выделяются четыре минеральные ассоциации, соответствующие четырем стадиям минерализации, в течение которых сформировались рудные тела: 1) кварц-карбонатная (дорудная), 2) кварц-сульфидная (проявлена слабо), 3) кварц-диккит-киноварная (продуктивная), 4) кальцитовая (пострудная). Гипергенные минералы распространены мало и представлены в основном лимонитом, образующим тонкие налеты по стенкам трещин. С учетом вещественного состава руд и характера окolorудных изменений вмещающих пород месторождение Звездочка относится к монометалльным объектам диккит-киноварного минерального типа.

На месторождении проведена предварительная разведка с бурением скважин глубиной до 140 м и проходкой штольни на горизонте 40 м. Месторождение Звездочка учтено Государственным балансом РФ (нераспределенный фонд), балансовые запасы руды по сумме $B + C_1 + C_2$ составляют 201 тыс. т, балансовые запасы металла – 2957 т [48ф]. Запасы металла по месторождению, учтенные Республиканским балансом Республики Саха (Якутия), составляют по категории C_2 0,436 тыс. т, а прогнозные ресурсы, учтенные Сводкой ресурсов Госкомгеологии РС (Я) по категории P_2 – 1 тыс. т [48ф]. По масштабам месторождение относится к средним.

Месторождение Загадочное (II-5-14) выделяется среди других объектов своей структурной позицией, сложностью минерального состава и имеет многие черты, роднящие его с антимонит-сульфосольно-полисульфидной

березитовой формацией [28]. Оно расположено в 7 км к северо-западу от месторождения Звездочка, в верховьях правого притока р. Бильлях. Открыто В. В. Масленниковым, И. М. Гончаровым, М. В. Сусовым (ВАГТ) в 1968 г.

На территории рудного поля вскрываются песчаники и алевролиты дулгалахской серии верхней перми. Месторождение расположено на восточном крыле Алгыйской антиклинали. Породы залегают почти горизонтально, хотя вблизи разломов отмечаются крутые (до 50°) падения. Всего на месторождении выявлено семь рудных тел, при этом все они приурочены к близширотному (азимут простирания 120°) крутопадающему сбросу и в совокупности представляют собой линейную зону минерализации длиной около 2,4 км. Падение рудных тел крутое (65–85°) южное. Основной рудовмещающий разлом подчеркивается мощной (от 2 до 20 м) зоной дробления и сопровождается системой оперяющих трещин, в которых также иногда локализуется киноварь. Морфология рудных тел отличается большой сложностью и высокой степенью изменчивости по простиранию и падению. Мощность их колеблется от 0,4 до 6,0 м.

Состав руд полиминеральный. Основной рудный минерал – киноварь здесь ассоциирует с галенитом, сфалеритом, антимонитом, различными сульфоантимонитами свинца (геокронитом, буланжеритом, цинкенимом и др.), причем количественное соотношение между этими минералами меняется на отдельных интервалах. На западном, глубоко эродированном фланге с абсолютной отметкой 660–670 м преобладают галенит, сфалерит, сульфосоли с подчиненным количеством киновари, образующей редкую вкрапленность, небольшие гнезда и прожилки. В центральной части преимущественно распространен антимонит, слагающий крупные (до 0,7 м) линзы массивных руд. На восточном фланге с наибольшими отметками (800–810 м) локализуются киноварные руды, в которых другие сульфиды отмечаются в виде незначительных примесей. Таким образом, на месторождении проявляется вертикальная зональность, выражающаяся в закономерной смене снизу вверх сфалерита, галенита и сульфосолей антимонитом и киноварью. Жильные минералы представлены кварцем, диккитом, карбонатами. На отдельных участках вблизи рудных тел в углистых алевролитах встречаются чешуйки графита. Околорудные изменения наиболее заметны в песчаниках, подвергшихся окварцеванию, диккитизации и пиритизации. Сложный состав руд, вероятнее всего, обусловлен совмещением разновозрастных минеральных ассоциаций в единой рудовмещающей структуре, причем каждая последующая ассоциация отлагалась на более высоких уровнях, ближе к поверхности, при более низкой температуре и давлении. Месторождение, по всей вероятности, является многостадийным: сначала формировались сульфиды цинка, свинца и сурьмы, более поздние ртутьсодержащие растворы использовали те же каналы при своем движении [76]. Средние содержания ртути в рудных телах 0,1–1,76 % (максимальные до 5,2 %), свинца и цинка – до 1 %, сурьмы – 0,16–5,83 %, мышьяка – 0,1–1,5 %, золота – до 2 г/т.

Запасы ртути, учтенные Республиканским балансом Республики Саха (Якутия), составляют здесь по категории C_2 – 0,569 тыс. т, а прогнозные ресурсы, учтенные по категории P_1 – 0,04 тыс. т [48ф] Месторождение по своим масштабам относится к малым. Попутными компонентами являются сурьма, свинец и цинк, мышьяк, золото.

Месторождение Холболохское (III-6-7) размещено в одноименном рудном узле, где приурочено к пологому своду Суордахской антиклинали, сложенному средне-, верхнетрисовыми песчаниками и алевролитами нарынской и лагьрской объединенных свит. Было открыто в 1967 г. при проведении шлихового опробования масштаба 1 : 200 000 (ЯЦГСЭ). Рудоконтролирующими структурами являются сдвиги с преимущественно крутыми углами падения сместителей и имеющие субширотное или северо-восточное простирание.

На месторождении выявлено пять рудных тел, длина которых по простиранию колеблется от 25 до 120 м, мощность от 1 до 7 м. Рудные тела имеют крутые углы юго-восточного падения (от 65° до субвертикальных). Все рудные тела представлены минерализованными зонами дробления с многочисленными кварцевыми и карбонатными жилами и прожилками, мощности которых варьируют от нескольких миллиметров до 20 см, а длина не превышает 1–2 м. Основные рудные минералы: киноварь, антимонит, халькопирит, пирит. Оруденение носит прожилково-вкрапленный, реже вкрапленный характер. Околорудные изменения выражены в окварцевании, аргиллизации, кальцитизации пород. Химический анализ показывает устойчивое содержание Hg от 0,1 до 5,0 % (максимальные содержания в единичных пробах достигают 11 %), при среднем содержании 0,42–1,78 %. Пробирным анализом в брекчированных, слабоокварцованных песчаниках установлены содержания золота от 3,5 до 8,7 г/т. Оценка прогнозных ресурсов месторождения Холболохское по категории P₁ составляет 0,396 тыс. т, по категории P₂ – 0,8 тыс. т, по категории P₃ – 0,5 тыс. т со средними содержаниями 0,8; 0,75 и 0,75 % соответственно. По масштабам месторождение относится к средним.

Одним из перспективных является проявление Тумара (III-5-15), расположенное на водоразделе рек Бильлях и Улага, в Улагинском прогнозируемом сурьмяно-ртутнорудном узле. Проявление размещается на широком своде Алгьйской антиклинали, где вскрываются песчаники и алевролиты ньюэленской серии нижнего триаса. Обнаружено четыре рудных тела, длина которых колеблется от 20 до 87 м, при мощности 0,2–1,6 м. Углы падения тел крутые – 75–90°. Тела представляют собой минерализованные зоны дробления, приуроченные преимущественно к крутым продольным и поперечным трещинам. Текстура руд прожилково-вкрапленная и брекчиевидная. Рудные минералы: киноварь, реальгар, в виде редкой вкрапленности присутствует халькопирит. В составе жильных преобладают кварц, карбонаты. В зоне окисления присутствуют лимонит, гидрогетит. По данным химического анализа бороздовых проб среднее содержание ртути в рудных телах составляет 0,2–1,35 %. Околорудные изменения выражены в окварцевании, диккитизации, серицитизации, хлоритизации, пиритизации и карбонатизации пород. Минеральный состав руд необычен для рассматриваемой территории. Присутствие реальгара, вероятно, можно рассматривать как показатель малого эрозионного среза, что в совокупности с другими благоприятными признаками (обширные механические ореолы киновари, интенсивные гидротермальные изменения пород) позволяет высоко оценивать перспективы этого проявления. В настоящее время объект находится на Республиканском балансе РС (Я). На 1.01.2006 г. прогнозные ресурсы по проявлению составляют: по категории P₁ – 7000 т руды и 62 т металла, по категории P₂ – 7000 т и 60 т соответственно. Глубина прогнозирования – 30 м.

Рудопроявления П-5-17 (Грива), III-5-10 (Таас-Наачаны), П-5-16 (Верхнее), П-5-20 (Холодный ключ), П-5-15 (Юбилейное), III-5-16 (Южно-Тумаринское), III-5-19 (Кеппех), III-5-21 (Улага (Прошай), III-5-22 (Поздний), П-6-21 (Прямое), III-5-20 (Зимний), П-5-22 (Кордон), I-5-4 (Тирехтях), П-5-11 (Перевальное), III-6-8 характеризуются простым минералогическим составом и относятся к телетермальным образованиям киноварь-кварц-диккитового типа.

Рудные тела ртутных проявлений представляют собой крутопадающие минерализованные зоны дробления с нечеткими границами, которые часто можно определить лишь по результатам опробования. Содержание металла весьма изменчиво по простиранию и падению. Обычно ртутные проявления приурочены к разрывным нарушениям в сводовых частях антиклиналей и сопровождаются зонами диккитизации и окварцевания вмещающих пород, приобретающих более светлую окраску. Установлен литологический контроль оруденения: киноварь локализуется в песчаниках под экранами, роль которых выполняют прослои алевролитов, аргиллитов или тектоническая глинка. Косвенным образом проявляется стратиграфический контроль: большинство рудных тел размещаются в отложениях нижне- и среднетриасового возраста или самых верхних горизонтах перми. Породы этого возраста имеют контрастный литологический состав (достаточно мощные хрупкие пласты песчаников чередуются с экранирующими толщами алевролитов и аргиллитов) и в момент рудообразования находились на глубинах, оптимальных для локализации киновари.

Из рудопроявлений на Республиканском балансе РС (Я) находятся рудопроявления Зимний (III-5-20) и Прошай (Улага, III-5-21) с суммарными прогнозными ресурсами металла по категории P_1 – 166 т, P_2 – 410 т (глубина прогнозирования 30 м). Кроме того, в баланс внесены проявления Грива и другие проявления Еккючу-Беккемского узла с суммарными прогнозными ресурсами по категории P_1 – 135 т и P_3 – 1300 т (глубина прогнозирования составляет 50 м) [48ф].

Изложенные материалы указывают на некоторую неопределенность рассмотренных объектов при отнесении их к киноварной аргиллизитовой терригенной формации. Прежде всего это касается морфологии рудных тел, представленных, в отличие от типичных для данной формации пластовых залежей [28], секущими крутопадающими минерализованными зонами дробления. Вместе с тем, последние обнаруживают отчетливый литолого-стратиграфический контроль, выраженный в приуроченности рудных тел к контрастным по своим физико-механическим свойствам толщам (верхняя пермь, триас), сложенным переслаивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а в их пределах – к горизонтам и слоям песчаников, экранированных пачками пластичных пород.

Ртуть в виде примеси встречается в рудах других формаций. В частности, на ряде свинцово-цинковых, сурьмяных проявлений, золоторудных и, реже, некоторых оловянных объектах фиксируются достаточно высокие (до сотых, иногда десятых долей процента) концентрации этого металла.

Мышьяк

В качестве примеси широко распространен в рудах золотых, оловянных и серебро-полиметаллических проявлений, но самостоятельных промышленно значимых скоплений на рассматриваемой территории он не образует. Известно четыре проявления, относящихся к мышьяковой арсенопиритовой формации. Два из них размещены в обрамлении Хобойоту-Эчийского массива, другие в бассейне верхнего течения р. Дулгалах (Верхне-Дулгалахский прогнозируемый мышьяково-золоторудный район).

Проявление III-4-12 расположено в бассейне среднего течения р. Хобойоту (руч. Сульфидный), где приурочено к северо-западному экзоконтакту Хобойоту-Эчийского гранитоидного массива. Здесь среди роговиков в полосе шириной 300–500 м на протяжении 1 км прослежена серия крутопадающих меридиональных кварц-арсенопиритовых жил мощностью 0,1–0,3 м и длиной до 250 м, секущих дайки гранит-порфиров раннемелового куранахского комплекса [78]. Объем выделений арсенопирита в них достигает 50 % жильной массы; отмечен халькопирит (до 10 %).

Аналогичные кварц-арсенопиритовые жилы установлены севернее (2–4 км) данного проявления, также по северо-западному обрамлению Хобойоту-Эчийского массива. Мощность их 0,2–0,5 м, протяженность 40–200 м [78]. Из рудных минералов здесь кроме резко доминирующего арсенопирита (10–50 %) присутствуют галенит, пирит. Отмечены золото и серебро, не превышающие соответственно 4,3 и 5,4 г/т. В одной из жил золото установлено в количестве 45,6 г/т и серебро – 161,9 г/т.

Среди кварц-арсенопиритовых жил данного проявления присутствуют пирротиновые жилы мощностью до 0,8–1 м и длиной до 100 м. Кроме пирротина, здесь обнаружены арсенопирит, галенит, халькопирит. Содержание в телах (%) мышьяка – до 1, свинца – 0,16, меди – 0,61, цинка – 0,08. Золото выявлено в количестве до 2 г/т, серебро – до 26,5 г/т.

В районе мышьякового проявления III-4-12 развит своеобразный тип оруденения, представленный согласными линзовидными (4 × 6 м) залежами пирротина в ороговикованных породах среднего карбона. Двухметровый пласт песчаников полностью замещен пирротином, содержащим небольшую примесь пирита, арсенопирита и халькопирита. Химический анализ бороздовой пробы показал наличие мышьяка 0,8 %, свинца 0,46 %, меди 0,12 %, цинка 0,2 %, золота 0,2 г/т, серебра 4,6 г/т. Данный тип оруденения скорее всего следует относить к проявлениям золото-(мышьяково)-сульфидной формации.

Проявление III-4-29 приурочено к южному экзоконтакту Хобойоту-Эчийского массива. Оно имеет тот же характер строения, что и проявление III-4-12. Рудные минералы в кварц-арсенопиритовых жилах представлены главным образом арсенопиритом (до 50 % жильной массы), в меньшей степени халькопиритом, пиритом, пирротином, реже галенитом и сфалеритом [58]. Руды гнездовые, прожилковые, прожилково-вкрапленные и массивные. Содержания мышьяка в различных телах варьирует от 0,1–1 до 12,5 %, в среднем 4–8 %. Наряду с мышьяком руды содержат свинец, цинк, медь (до первых процентов, редко – десятки процентов), золото (до 1,5 г/т) и серебро (до 134 г/т).

Проявления IV-6-30, 31, расположенные в верхнем течении р. Дулгалах, приурочены к ядру крупной антиклинали. Вмещающими породами

являются песчаники и алевролиты верхней перми (деленжинская и дулгалахская серии), среди которых отмечены единичные дайки андезитов позднеюрского дербекинского комплекса. Проявления изучены и освещены в литературе крайне слабо. Они описаны как минерализованные зоны дробления [81], содержащие наряду с мышьяком (первые проценты) в незначительном количестве золото и серебро.

В размещении проявлений мышьяковой арсенопиритовой формации достаточно отчетливо просматривается парагенетическая связь с объектами золото-(мышьяково)-сульфидной вкрапленной, прожилково-вкрапленной минерализации. Она заметна в обрамлении Хобойоту-Эчийского массива, где кварц-арсенопиритовые жилы пространственно тесно ассоциируют с пирротиновыми жилами и согласными сульфидизированными телами в осадочных породах. По всей видимости, пирротин возник в них в результате преобразования первоначально пиритовых (арсенопирит-пиритовых) руд в пирротиновые под воздействием интенсивного контактового метаморфизма. Как правило, эти участки отличаются высокими положительными значениями магнитного поля. Такие же кварц-арсенопиритовые жилы широко развиты в Тарыннахском поле сульфидизированных песчаников. Они имеют мощность 5–20 см, протяженность 30–80 м. Из рудных минералов, кроме арсенопирита, в них встречены пирит, сфалерит, халькопирит [81]. В штучных пробах содержание As достигает 4–8 %. Пробирным анализом установлены золото (0,1 г/т), серебро (86–165 г/т). Спектральный анализ показал присутствие (%) меди (0,006–0,32), цинка (0,6–1), свинца (0,03–1), олова (0,01–0,06). Наличие последнего указывает на влияние при формировании данных проявлений процессов оловянного рудообразования. В целом появление объектов мышьяковой арсенопиритовой формации может служить поисковым признаком присутствия во вмещающих углеродистых осадочных толщах золото-(мышьяково)-сульфидной минерализации.

Сурьма

На территории известно 17 проявлений сурьмы: II-5-7, IV-6-33, II-5-8 (Саадьяас), IV-5-32, II-5-10 (Мугурус), II-5-2 (Крутое), II-5-3 (Артык), II-5-4 (Ветка), II-5-9 (Арга-Тиктех), II-5-13 (Буор), III-5-13 (Близкое), III-5-14 (Луч), II-6-2 (Бетюген), I-6-3 (Сынганах), IV-5-15, IV-5-34, II-5-6 (Иэсэрдээх).

Наиболее распространенными и важными в практическом отношении являются биметалльные золото-сурьмяные объекты (II-6-2 (Бетюген), II-5-6 (Иэсэрдээх), II-5-4 (Ветка), II-5-2 (Крутое), II-5-3 (Артык), IV-5-15, IV-5-31), отнесенные к золото-антимонитовой березитовой формации. Вместе с тем, встречаются монометалльные сурьмяные проявления: II-5-8 (Саадьяас), II-5-7, II-5-9 (Арга-Тиктех), II-5-10 (Мугурус), II-5-13 (Буор), I-6-3 (Сынганах), III-5-13 (Близкое), III-5-14 (Луч), IV-5-34, IV-6-33, которые по своим минерально-структурным особенностям строения скорее всего могут быть отнесены к образованиям антимонитовой аргиллизитовой формации [28]. Кроме того, сурьма часто фиксируется в свинцово-цинковых, оловянных, ртутных, золото- и сереброносных рудах, где входит в состав сульфосольных соединений свинца, меди, серебра.

Одними из наиболее перспективных сурьмяных объектов золото-сурьмяной формации являются рудопроявления Бетюген (II-6-2) и Иэсэрдээх (II-5-6).

Рудопоявление Бетюген расположено в границах одноименной прогнозируемой рудоносной зоны, в бассейне левых притоков р. Дулгалах. Проявление размещается в ядре протяженной Дулгалахской антиклинали в месте воздымания ее шарнира на участке Бытантайского поперечного поднятия. В пределах рудного поля вскрывается монотонная толща алевролитов нижней части дулгалахской серии (верхняя пермь) общей мощностью свыше 400 м. В антиклинали широко развиты разрывные нарушения двух направлений: северо-восточные — продольные и северо-западные — поперечные. Среди продольных выделяются крутопадающие сбросы и пологие согласные (внутри- и межпластовые) разрывы, в которых чаще всего локализуются руды; поперечные являются крутопадающими сбросо-сдвигами, иногда по ним отмечается смещение рудных тел. Магматические образования в Бетюгенской прогнозируемой рудоносной зоне развиты ограниченно. В 6 км к юго-западу от проявления обнаружены две параллельные дайки лампрофиров северо-западного простирания; в районе на глубине предполагаются две небольшие интрузии гранитоидов, фиксируемые модулями полного горизонтально градиента магнитного поля (см. Схему глубинного строения).

Всего на проявлении обнаружено 10 рудных тел различной протяженности (от 30 до 200 м) и мощности (от 0,5 до 10 м). Морфология их простая — это компактные кварц-антимонитовые залежи с четкими ровными контактами. Однако в совокупности все они образуют довольно сложную комбинацию согласных и крутопадающих жил различных направлений. Основная масса руд сосредоточена в двух пластообразных телах, залегающих согласно с вмещающими породами. Их мощность до 8,1 м, протяженность до 50 м. Преобладают массивные руды, сложенные тонкозернистым антимонитом с вростками кварца. Содержание сурьмы в них достигает 35–40 %. Характерными минеральными примесями являются пирит, арсенопирит и золото. Золото очень мелкое, имеет пробность 840–940 промилле и не улавливается при шлиховом опробовании. Содержание мышьяка в отдельных пробах составляет 4,5 %. Спектральным анализом в рудах установлены примеси (%): свинец — 0,003, медь — 0,003, цинк — 6,006, серебро — $8-10^{-6}$, олово — 0,00017, кобальт — 0,0009, висмут — 0,0001, никель — 0,002, хром — 0,003, титан — 0,34, марганец — 0,039, ртуть — $5,5-10^{-5}$. Главными жильными минералами являются зеленовато-белый сильно катаклазированный кварц, агрегаты глинистых минералов (каолинит, диккит, гидрослюда) и карбонаты.

Околорудные изменения вмещающих пород малозаметны. Лишь в интервале 1–2 м от рудных тел они несколько осветлены и содержат мелкие прожилки кварца и анкерита. Иногда в них отмечается рассеянная вкрапленность пирита и арсенопирита. Антимонит во вмещающие алевролиты не распространяется. Гипергенные образования имеют минералогическое значение.

В составе руд отчетливо выделяются две разновозрастные минеральные ассоциации: ранняя — пирит-арсенопирит-кварцевая и поздняя — антимонит-кварцевая. Об этом свидетельствуют реликтовые обломки ранне-

го кварца с сульфидами железа и мышьяка, сцементированные антимонитом. Золото связано с ранней ассоциацией, и золотоносность антимонита в данном случае обусловлена его совмещением с малосульфидными рудами. На это указывает прямая зависимость содержаний мышьяка и золота и отсутствие подобной корреляции с концентрациями сурьмы, существование в непосредственной близости «чистых» антимонитовых и малосульфидных золотокварцевых проявлений пирит-арсенопиритового типа, лишенных сурьмяной минерализации. Объекты подобного типа В. И. Бергер [28] относит к золото-сурьмяным образованиям второго минерального типа. По мнению некоторых исследователей [58], представленные материалы позволяют говорить о том, что золото-сурьмяные объекты рассматриваемой территории возникли при наложении поздней антимонитовой минерализации на золотоносные малосульфидные руды более раннего возраста.

Проявление Бетюген является весьма перспективным и находится на Республиканском балансе Республики Саха с прогнозными ресурсами (по состоянию на 1.01.2006 г.) по категориям $P_1 - 6000$ т сурьмы, $P_2 - 35\ 000$ т, $P_3 - 40\ 000$ т [48ф].

Рудопроявление Иэсэрдээх (II-5-6) расположено в верховьях правых притоков р. Иэсэрдээх. Вмещающие породы представлены переслаиванием пачек песчаников и алевролитов эчийской серии нижнепермского возраста. Проявление приурочено к сводовой части Бутугасской антиклинали, шарнир которой круто погружается в северном направлении.

Оруденение приурочено к системе разрывов северо-западного, меридионального и широтного простирания, сопровождающихся мощными зонами дробления. Зоны выполнены дробленными алевролитами, кварцевыми и ожелезненными брекчиями, имеют протяженность 250–800 м, достигают мощности 10 м.

Рудное тело вскрыто в зоне дробления мощностью до 2 м, имеет мощность 0,2 м. Руды представлены антимонитом, в подчиненных количествах присутствуют сфалерит, пирит, арсенопирит, блеклые руды сложного состава. Содержание сурьмы в рудах достигает 1,4 %. Кроме того, в них установлены повышенные содержания золота (до 6 г/т), серебра (до 300 г/т), свинца (до 10 %), мышьяка (до 3 %), ртути (до 0,028 %).

Типичным представителем проявлений сурьмяной аргиллизитовой формации является проявление Саадьяас (II-5-8), развитое в Оюн-Урягинской прогнозируемой сурьмянорудной рудоносной зоне. Оно расположено в своде Алгыйской антиклинали и локализовано в двух сближенных субмеридиональных зонах дробления. Рудные тела мощностью 0,2–1,3 м прослежены на 80 м (западное тело) и 20 м (восточное). Руды представляют собой кварц-карбонатную жильную массу с гнездовидными обособлениями антимонита. В восточной зоне дробления кварц-карбонатная жила имеет мощность 0,2 м, а остальная часть зоны выполнена окварцованными брекчиями алевролитов с вкрапленниками и прожилками антимонита. Главный рудный минерал – антимонит и гипергенные – кермесит, стибиконит, сервантит; редкие – пирит, халькопирит, киноварь. Содержание сурьмы по химическому анализу бороздовых проб достигает 21,25 %; среднее содержание не установлено, по отдельным данным [21ф] оно близко к 3–6 %. Спектральными анализами установлены повышенные содержания мышьяка (0,5–1 %) и серебра (30–40 г/т).

В Улагинском прогнозируемом сурьмяно-ртутнорудном узле собственно сурьмяных проявлений не установлено. Однако сурьма здесь часто является сопутствующим извлекаемым компонентом ртутнорудных объектов (например, месторождение Загадочное), и суммарные прогнозные ресурсы в целом для узла учтены Сводкой ресурсов Госкомгеологии РС (Я) по состоянию на 1.01.2006 г. и составляют по категории P_3 10 тыс. т при среднем содержании металла 2 % и глубиной прогнозирования 100 м [42ф].

Остальные объекты сурьмяной аргиллизитовой формации в регионе изучены довольно слабо. В большинстве своем они приурочены к минерализованным зонам дробления в отложениях перми и триаса, в которых концентрируются небольшие жилы и прожилки кварц-антимонитового состава с прожилково-вкрапленными текстурами руд. В жилах иногда отмечается киноварь.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ

На площади листа известно одно рудопроявление (II-2-16), пять пунктов минерализации (IV-5-7, 8, 9, 27, 30) и три шлиховых ореола минералов редких земель.

Проявления редких земель связаны с минералами группы монацита, определяемыми различными исследователями как флоренсит, чералит, рабдофанит, черчит, куларит. Наиболее применимым становится последний синоним. Генезис куларита признан аутигенным (в пелитовых и алевропелитовых осадках позднепалеозойского возраста, часто содержащих незначительное количество фосфорита) [21ф]. Наибольшая встречаемость куларита, по данным геологов ВАГТа, наблюдается в алевропелитах раннепермского возраста. При размыве верхнепалеозойских пород куларит концентрируется в современном аллювии (удельный вес минерала 3,8–4,7 г/см³). В куларитовом концентрате, полученном при переработке отвалов Куларских россыпей золота, содержится от 40 до 90 % окислов редких земель (в порядке убывания концентрации): церия, неодима, лантана, самария, празеодима, гадолиния, европия, диспрозия.

Проявление II-2-16 расположено в долине правого притока р. Техтир – Дочучана [63]. Проявление связано со штоком карбонатных пород, который прорывает слоистые алевролиты и песчаники былькатской свиты нижнего карбона. Карбонатные породы содержат ксенолиты измененных песчаников и алевролитов. Шток имеет в плане форму овала с размером по длинной оси в 35 м. В протолочной пробе из зоны эндоконтакта в карбонатных породах было установлено содержание монацита до 7,4 % (электромагнитная фракция). Кроме монацита, в пробе присутствуют: пирит, магнетит, турмалин, халькопирит, галенит, апатит, рутил, слюды. Происхождение подобных гипсово-карбонатных штоков Западного Верхоянья окончательно не выяснено. Имеющиеся структурно-вещественные наблюдения большей частью свидетельствуют об их преимущественно тектоническом происхождении – выжимании девонских карбонатно-эвапоритовых пород в зоны тектонических нарушений. Вероятно и участие в этом процессе разгрузки пластовых вод девонского комплекса.

В пунктах редкоземельной минерализации (V-5-7, 8, 9, 27, 30) установлены низкие их содержания (сотые–тысячные доли %) в нижнетриасовых

и верхнепермских алевропесчаниках и конгломератах, содержащих глинисто-известковистые фосфатизированные стяжения [34ф].

Имеются определенные перспективы обнаружения россыпей минералов редких земель. Шлиховые ореолы редкоземельных минералов (IV-5-40, V-5-19, VI-6-1) характеризуются невысокими их концентрациями (менее 100 г/м³). Одним из перспективных участков является бассейн среднего течения р. Бильях, где содержания редкоземельных минералов в единичных пробах достигают 800 г/м³. Сведения о содержаниях куларита в четвертичном аллювии на территории листа Q-52 недостаточно представительны из-за неравноценной диагностики и неполной сепарации минерала в мелком классе серого шлиха.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

В Западном Верхоянье золото и серебро являются единственными металлами, рудные объекты которых могут быть рентабельными при современных геолого-экономических условиях. Рудопроявления этих металлов многочисленны и разнообразны по морфологии и формационной принадлежности, однако наиболее значимые объекты являются полиформационными, что обуславливает определенные затруднения в их типизации. Некоторые проявления, считавшиеся свинцово-цинковыми, по мере углубления их изученности переходили в разряд серебряных или золото-серебряных. Основная часть проявлений благородных металлов и все наиболее значимые из них, в том числе все их месторождения располагаются в пределах Куранахского полиметаллическо-золото-серебруродного района Западно-Верхоянской полиметаллическо-золото-серебруродной минерагенической зоны.

Золото

На территории листа выявлено одно среднее месторождение золота – Аркачанское, (IV-4-22), 57 рудопроявлений, наиболее существенными из которых являются Пентиум (IV-4-13), Позолота (IV-4-6), и 32 пункта золотой минерализации. Россыпные концентрации золота (россыпи бассейна руч. Чочимбал) дважды обрабатывались старательскими артелями, и их оставшиеся не извлеченными запасы золота невелики. В качестве сопутствующего компонента золото присутствует в серебро-полиметаллических и олово-серебро-полиметаллических рудах.

Золоторудные объекты рассматриваемой территории принадлежат к следующим формациям: золото-висмут-полисульфидной полигенной – месторождение Аркачанское (IV-4-22); золото-сульфидно-кварцевой – проявления Пентиум (IV-4-13) и Позолота (IV-4-6); золото-полиметаллической березитовой – Чочимбальская группа проявлений (IV-4-2, 3, 5); золото-сульфидной (золото-(мышьяково)-сульфидной – проявления Красногорское (IV-4-4), Тарыннах-I (IV-5-28), Тарыннах-II (IV-5-35); золото-сурьмяной и золото-кварцевой малосульфидной (табл. 11).

Золото-висмут-полисульфидная формация представлена в Аркачанском золоторудном узле одноименным средним месторождением золота

Типизация золотого оруденения

Формация	Минералогический состав	Названия и номера рудных объектов на карте
Золото-кварцевая малосульфидная	Жильные: кварц, анкерит, кальцит. Рудные: пирит, арсенопирит, галенит	Рудопроявления: (I-2-28), (I-3-3), (III-3-2), (III-3-5), (III-3-9), (III-3-10), (III-3-13), (III-3-15), (III-3-19), (III-3-20), (III-3-25), (III-4-6), (III-4-7), (III-4-8), (III-4-16), (III-4-22), (III-4-23), (III-4-35), (III-4-41), (III-4-43), Олячи (IV-3-7), Галочка (IV-3-10), (IV-3-18), Китани (IV-3-19), (VI-6-2), (VI-6-3), (VI-6-5), (VI-6-8), (VI-6-9)
Золото-сурьмяная березитовая	Жильные: кварц, кальцит. Рудные: антимонит, пирит, арсенопирит, сфалерит	Рудопроявления: (II-5-1), (II-5-5)
Золото-(мышьяково)-сульфидная	Жильные: кварц. Рудные: пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит	Рудопроявления: Красная Горка (IV-4-4), (IV-4-19), (IV-4-29), (IV-4-41), Тарыннах-I (IV-5-28), Тарыннах-II (IV-5-35)
Золото-висмут-полисульфидная	Жильные: кварц, сидерит, анкерит, кальцит. Рудные: пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, висмутин, сфалерит, галенит	Месторождение Аркачанское (IV-4-22). Рудопроявления: (IV-4-24), (IV-4-31), (IV-4-39), (IV-4-40), (IV-4-43), (IV-4-45), (IV-4-46)
Золото-полиметаллическая березитовая	Жильные: кварц, сидерит, анкерит. Рудные: пирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, халькопирит, тетраэдрит, бурнонит	Рудопроявления: Чочимбал-3 (IV-4-2), Чочимбал-2 (IV-4-3), Чочимбал-1 (IV-4-5), Бодрое (IV-4-11)
Золото-сульфидно-кварцевая	Жильные: кварц. Рудные: пирит, галенит, халькопирит, арсенопирит, тетраэдрит, блеклые руды, сфалерит	Рудопроявления: (I-2-6), (I-2-8), (I-2-9), (I-2-11), (I-2-17), (I-2-20), (I-2-22), (I-2-24), (III-4-19), (III-4-25), Позолота (IV-4-6), Красное (IV-4-7), Верхнее (IV-4-8), Злой (IV-4-12), Пентийум (IV-4-13), (IV-5-41)

(IV-4-22). Это месторождение находится в верховье р. Аркачан. В его геологическом строении принимают участие песчаники и алевролиты солончанской, кыгылтасской свит и преимущественно алевролитовые породы низов эчийской серии. Рудное поле месторождения (около 35 км²), слабо вытянутое в северо-восточном направлении, распространяется вниз по долине Аркачана от устья р. Антовчан почти на 4 км. Оно располагается в сводовой части Кыгылтасской антиклинали, осложненной серией складок более высоких порядков и немногочисленными разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания с незначительной амплитудой горизонтального смещения. Более широко распространены зоны интенсивной трещиноватости северо-восточного простирания (60–75°) без заметного смещения пород. Именно эти зоны являются основными рудовмещающими и рудоконтролирующими элементами золото-висмут-полисульфидной минерализации. Они неотчетливо группируются в две полосы сближенных нарушений. Северо-западная приурочена к руслу и юго-восточным бортам долин рек Антовчан, Дябханья и включает рудные зоны № 1, 2, 3, 3а, 8 [36ф]. В 1,1 км юго-восточнее этой полосы и параллельно ей протягивается почти на 7 км вторая полоса сближенных зон трещиноватости, включающая рудные зоны № 4, 5 и 6.

Рудные зоны представляют собой зоны интенсивного кварц-карбонатно-кварц-карбонат-сульфидного и кварцевого прожилкования (от 2–3 до 10 прожилков на 1 пог. м). Морфологически они могут рассматриваться как линейные штокверки. Мощность отдельных прожилков 1–5 см, залегание преимущественно крутое (Аз. пад. 160 – 170 ∠ 75–90°). Преобладают пиритовые, халькопирит-пиритовые, кварц-сидеритовые и арсенопирит-кварцевые прожилки [19]. В зонах прожилкования встречаются участки брекчированных пород и жилы кварц-карбонат-сульфидного состава мощностью 0,2–1,1 м. Содержание сульфидов в прожилках от 1–10 до 50–80 %. Главные рудные минералы представлены пиритом (преобладает), халькопиритом и арсенопиритом, в небольших количествах отмечаются пирротин, висмутин, сфалерит, галенит, самородный висмут, блеклая руда, тетрадимит, глаукоdot, данаит. В пространстве между рудными зонами развита вкрапленная пирит-арсенопиритовая золотосодержащая минерализация [19]. На горизонтах 1100–1400 м широко развиты гипергенные минералы: гетит, гидрогетит, малахит, азурит, скородит, пирролизит, церуссит, смитсонит.

Последовательность формирования минеральных ассоциаций на месторождении остается дискуссионной. По данным В. В. Аристова и др. [19], формирование минерализации происходило в два этапа. К первому этапу отнесены преимущественно послонные кварц-полевошпатовые прожилки с биотитом и дорудными метасоматитами (хлорит-полевошпат-кварцевая ассоциация). Во втором этапе выделяются четыре стадии: дорудная (пирит-серицит-сидерит-кварцевая ассоциация), ранняя рудная (золото-арсенопирит-кварцевая, пирротин-арсенопирит-пиритовая ассоциации), поздняя рудная (халькопирит-кварц-сидеритовая, полиметаллическая и золото-висмутовая ассоциации) и пострудная (кварц-сидеритовая ассоциация). Установлено пересечение прожилками золото-висмутин-кварцевого состава пирротин-пирит-арсенопирит-халькопиритовых минеральных агрегатов. Ассоциации с иным минеральным наполнением выделяются А. В. Костиным [149]. По мнению Г. Н. Гамянина, месторождение Аркачан

сформировано в течение одной стадии минерализации с последовательным отложением минералов: кварца, пирротина, пирита, арсенопирита, халькопирита, сидерита, комплекса висмутовых минералов и поздних карбонатов (анкерит, калцит). Границы начала и конца кристаллизации смежных минералов перекрываются.

Золото в руде находится в основном в свободной, реже тонкодисперсной форме [19, 149]. Размер его частиц варьирует от сотых долей мм до 0,5 мм. Преобладает мелкое и средней крупности золото (0,05–0,15 мм). Около 20 % золота связано с пиритом (до 23,8 г/т), арсенопиритом (до 34,6 г/т), халькопиритом (до 13,5 г/т), пирротинном (до 2 г/т). Отмечена его ассоциация с висмутином. Пробность золота 749–811. Основные примеси – медь (до 0,52 %) и ртуть (до 0,27 %), присутствуют также небольшие количества железа, платины, олова и висмута (0,00n %) [36ф].

Особенностью минерального состава рудных зон является повышенная сульфидность с преобладанием пирита и весьма высокая роль сидерита. Г. Н. Гамяниным установлены шеелит и вольфрамит. Сидерит не свойственен золото-кварцевым месторождениям, но является характерным минералом касситерит-сульфидных и серебро-полиметаллических месторождений. В отличие от последних, где сидерит относится к числу наиболее ранних минералов, здесь основная часть его является наиболее поздней, отлагающейся после кварца и сульфидов.

Основные рудные тела месторождения локализованы в рудных зонах № 3 и 4. Рудная зона № 3 прослежена горными выработками на левобережье р. Аркачан, по стрелке рек Аркачан и Дябханья, на 4840 м. Предполагаемая протяженность зоны около 6 км. Её юго-западный фланг не оконтурен. Ширина зоны кварц-карбонатного прожилкования составляет здесь 10–70 м, кварц-карбонат-сульфидного – 10–40 м. В пределах эрозионного вреза (360 м) и по разрезам колонковых скважин (до глубины 221 м) строение рудной зоны, характер минерализации и интенсивность оруденения выдержаны. Опробованием рудной зоны выявлены рудные тела № 1 (северо-западный бок зоны) и № 3 (в 12 м южнее рудного тела № 1 и параллельно ему). Рудная зона № 4 прослежена на правобережье р. Аркачан на расстоянии 3000 м. Её фланги не оконтурены. Предполагаемая протяженность зоны 4000 м. В 1,27 км ниже устья р. Дябханья она выходит к днищу долины Аркачана (проявление IV-4-24), где вскрывается скважиной № 3 до горизонта +870 м. Ширина зоны прожилкования 30–60 м (до 100 м). Строение и минерализация зоны подобны описанным для зоны № 3. Содержание золота в прожилках от первых до 10–100,2 г/т; в прожилкованных породах – от десятых долей до 28,4 г/т. Опробованием оконтурено рудное тело № 2. В центральной части зоны параллельно этому телу выявлены рудные тела № 4 (в 10–15 м от первого) и № 5 (в 10 м южнее тела № 4).

Основные параметры рудных тел представлены в табл. 12. Приведенные в ней цифры прогнозных ресурсов рассчитаны в ГУГПП «Янгеология» [33ф]. Утвержденные запасы и прогнозные ресурсы золота, состоящие на балансе РС(Я) по состоянию на 1.01.2006 г., для Аркачанского месторождения составляют: для открытой добычи (до горизонта 80 м) по категории C_2 – 6336 кг, по категории P_1 – 494 кг; для подземной добычи: по категории P_1 – 49 743 кг. В Сводке прогнозных ресурсов ГКГ РС(Я) на 1.01.2006 ресурсы этого месторождения по категории P_2 оцениваются в 83 т золота.

Параметры основных рудных тел Аркачанского месторождения золота по состоянию на 1.01.2003 г. (ГУГГП «Янгеология» [36ф])

Рудное тело	Мощность средняя вариации, м	Длина, м	Среднее содержание золота вариации, г/т	Ресурсы золота, т	
				P ₁	P ₂
<i>Рудная зона № 3</i>					
1	1,68 0,6–6,0	2720	9,3 2,9–13,7	23,2	
3	1,12 0,08–3,0	1320	6,8 1,1–66,8	5,4	
<i>Рудная зона № 4</i>					
2	1,23 0,1–3,5	1400	10,7 3,5–20,7	20,6	
4	0,63 0,15–1,0	200	31,4 8,8–100,2	2,9	
5	0,55 0,2–1,0	110	11,8 3,0–75,3	1,0	
Фланги рудных зон № 3 и 4, рудные зоны № 3а и 8, перспективные площади			5,1		66,9
Всего				53,1	66,9

Прогнозные ресурсы золота для Аркачанского рудного узла по категории P₃ утверждены в размере 100 т (НТС Росгеологии МПР 23 июля 2003 г.).

Проявления золото-висмут-полисульфидной полигенной формации, связанные с зонами прожилкования и дробления, распространены и юго-западнее Аркачанского золоторудного узла, в бассейне р. Сагандя и в верховье р. Нэмичан (проявления IV-4-17, 31, 39, 40, 43, 45, 46). Здесь по элювиальным развалам брекчированных и прожилкованных песчаников кыглтасской свиты протяженностью от 50 до 700 м штучным опробованием установлены содержания золота от 0,3 до 0,9 г/т (максимальное – 2,3 г/т, в проявлении IV-4-40). В составе сопутствующих компонентов большинства проявлений присутствуют Cu, Pb, Zn, As (0,00п – 0,0п %), в проявлении IV-4-43 присутствует молибден (0,03 %), в проявлении IV-4-46 – олово (0,00п %).

К золото-сульфидно-кварцевой формации в Ньюктоминском полиметаллическо-серебро-золоторудном узле Куранахского полиметаллическо-золото-сереборудного района относятся перспективные проявления Пентиум и Позолота.

Проявление Пентиум (IV-4-13) в нижнем течении р. Кысыл-Таас представлено несколькими секущими жилами северо-восточного простирания, основными из которых являются жилы «Пентиум-1» и «Пентиум-2» [152,

36ф]. Присутствующие в рудном поле проявления жилы «Пентиум-3», «Скалестая», «Согласная» и «Блин» изучены слабо, и значимость их к настоящему времени не выяснена.

Проявление располагается в присводовой части Кыгылтасской антиклинали, осложненной мелкой продольной складчатостью. Выходящие здесь на поверхность породы солончанской свиты (C_{2-3}) представлены алевролитами, песчаниками и пачками их ритмичного переслаивания. Рудовмещающей структурой жилы «Пентиум-1» является секущая зона дробления. В долине р. Кысыл-Таас эта зона вмещает сульфидно-кварцевую жилу, опробованную штучными пробами на протяжении 3,8 км. Центральная часть этой жилы вскрыта канавами на протяжении 1,7 км (правобережье). Простирается жилы северо-восточное, падение $SZ 300-330^\circ \angle 65-85^\circ$. Вследствие значительных вариаций мощности (от 1–2 до 5,5–6,0 м), форма жилы в плане четковидная. В различных участках жилы проявлены четыре основные минеральные ассоциации: 1 – богатые гнездовые и прожилково-вкрапленные галенитовые руды с примазками малахита и азурита, линзочками и вкраплениями блеклой руды; 2 – белый крупнокристаллический друзовидный кварц с мелкими вкраплениями галенита и гнездами выщелоченных сульфидов; 3 – белый крупнокристаллический кварц радиально-лучистого строения с гнездами и прожилками (3 – 4 см) галенита и выделениями блеклой руды; 4 – полосчатые руды кварц-галенит-блеклорудного состава. В этих рудах встречено несколько разновидностей золота: рассеянное мелкое (менее 0,2 мм) в мелкозернистом кварце, интерстиционное в массивном крупнозернистом кварце (уплощенные выделения размером 0,5–2 мм), объёмные самородки (от 0,5 до 2 мм) в друзах кварца, вкрапленное и плёночное в сфалерите и на границе с кварцем, трещинное неровное (1–5 мм) в местах скопления блеклых руд. Предполагается, что жила прослеживается на юго-запад, до свинцово-цинкового проявления Кельтерское. Протяженность его в этом случае составит 8,5 км. Среднее содержание золота и серебра по жиле составляет 3,42 и 209,62 г/т соответственно. Максимальное содержание золота – 80,5 г/т, серебра – 1678,0 г/т.

Жила «Пентиум-2» прослежена на левобережье р. Кысыл-Таас в 1,3 км к северо-западу от жилы и параллельно ей. По отношению к вмещающим породам жила секущая (Аз. падения $330^\circ \angle 45^\circ$), но сопровождается серией субпластовых рудоносных тел. Протяженность жилы около 1,5 км, средняя мощность 1,2 м. Среднее содержание золота и серебра по жиле составляет 3,84 и 542,47 г/т соответственно.

Суммарные прогнозные ресурсы золота по жилам «Пентиум-1 и 2» по категории P_1 составляют 10 381,1 кг, а по категории P_2 – 13 530,5 кг. Ресурсы серебра соответственно – 858,8 и 990,7 т [36ф].

Проявление Позолота (IV-4-6) представляет собой систему жил, приуроченных к зоне дробления северо-восточного простираения в своде антиклинали второго порядка, осложняющей крыло Кыгылтасской антиклинали на водоразделе ручьев Красный и Ранний [152, 36ф]. Зона вмещает два основных рудных тела: Верхнее и Красное, которые по работам 1950-х–1960-х годов известны как самостоятельные изолированные проявления. На юго-западном фланге (проявление Верхнее, IV-4-8), под экранирующими алевролитами солончанской свиты, мощность жилы – от 3–5 до 26 м. В составе жилы выделяются две разновидности кварца: мо-

лочно-белый, содержащий от 1,2 до 19,8 г/т золота и менее 1 г/т серебра, и полосчатый, содержащий до 231 г/т золота и серебра от 282 до 580 г/т. Из сульфидов наблюдается только галенит, остальные минералы окислены. Продукты окисления представлены малахитом и азуритом. Часто встречается самородное золото. По простиранию жилы с юго-запада на северо-восток увеличивается количество сульфидов и блеклой руды. На участке Красный жила расщепляется на золото-кварцевую и золото-серебряную.

При расчете прогнозных ресурсов проявления [33ф] средняя мощность рудного тела принята равной 2,14 м, содержание золота – 8,17 г/т, серебра – 401,73 г/т. Для категории P_1 протяженность тела принята 2440 м; ресурсы золота составили 18 894,5 кг, серебра – 929,1 т. Для категории P_2 протяженность тела – 4960 м, ресурсы золота – 17 075,8 кг, серебра – 839,4 т.

Недостаточно определенной остается формационная принадлежность проявлений золота Сылыгырканского золото-серебро-полиметаллическо-рудного и Сынчинского полиметаллическо-сереброрудного прогнозируемых узлов. Для них характерно минералогическое разнообразие сульфидов (пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит), содержащихся в преимущественно кварцевых жилах в количествах, как правило, менее 1 %, и постоянное присутствие серебра (единицы–первые десятки г/т). Содержание золота в этих проявлениях низкое (сотые доли г/т, редко – десятые и не более 2,4 г/т). Тем не менее, описанные особенности отличают эти тела от широко распространенных в районе жил золото-кварцевой малосульфидной формации и позволяют с некоторой долей условности относить их к золото-сульфидно-кварцевой формации. Большая часть этих проявлений представлена секущими кварцевыми жилами, иногда сближенными (проявления I-2-8, 17, 20, 22, 24, 28). Мощность жил от 0,3 до 5 м, протяженность от 5 до 120 м.

Проявления I-2-6, 9, 11 представлены зонами кварцевого прожилкования, связанными со сдвигами северо-восточного направления и оперяющими их трещинами. Эти проявления изучены недостаточно, некоторые из них, возможно, следует относить к галенит-сфалеритовому типу малосульфидной кварцевой формации.

В Быйыттахском полиметаллическо-золото-сереброрудном прогнозируемом узле золото-сульфидно-кварцевая формация представлена проявлением III-4-19, локализованным в зоне сульфидно-кварцевого прожилкования контактово-метаморфизованных пород имтанджинской свиты. Мощность зоны 0,3 м, протяженность около 200 м. Рудные минералы представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, малахитом. Содержание полезных компонентов: Pb – 0,1–0,16 %, Zn – 0,02 %, Cu – 0,3–0,6 %, As – 0,3 %, золото – 0,8–2,0 г/т, серебро – 13–26,5 г/т. В непосредственной близости от южного фланга Эндыбальской полиметаллическо-сереброрудной рудоносной зоны проявление этой формации, связанное с зоной кварцевого прожилкования с вкрапленностью галенита, сфалерита и малахита (IV-5-41), содержит золото – 1,6 г/т, Pb – 0,42 %, Zn – 4,28 %, Sb – 0,06 %.

Проявления золото-полиметаллической березитовой формации на территории Западно-Верхоянской полиметаллическо-золото-сереброрудной минерагенической зоны распространены в Куранахском полиметаллическо-золото-сереброрудном районе (Чочимбальская группа проявлений

Ньюктоминского полиметаллическо-серебро-золоторудного узла). Рудное поле этой группы проявлений располагается в верховье и среднем течении руч. Чочимбал, в своде Кыгылтасской антиклинали, осложненном складками высших порядков. Основную роль играют пологие складки, с широкими, открытыми сводами (мульдами) и углами падения слоев на крыльях до 15–25°. Исключение составляет антиклиналь, проходящая через устье ручьев Старый, Сквозной. Она имеет асимметричный поперечный профиль, с крутым (45–55°) восточным крылом. На этом крыле породы кливажированы в гораздо большей степени, чем на других участках. Рудное поле сложено породами серджакской (нижний карбон), чочимбальской (нижний–средний карбон), имтанджинской (средний карбон) и солончанской (средний–верхний карбон) свит. Их общими характерными чертами является резко гетерогенный по физико-механическим свойствам состав пород, представленных переслаивающимися в разных пропорциях песчаниками, алевролитами, аргиллитами, редко конгломератами, регрессивный тип строения свит и, в целом, регрессивная направленность разреза.

Магматические образования представлены пост- или позднекладчатými дайками и силлами гранодиорит-порфиоров и лампрофиоров мощностью в несколько метров. Первые относятся к раннемеловому гранит-гранодиоритовому куранахскому комплексу, последние, возможно, являются догранитоидными. На основании геофизических данных предполагается довольно крупный погребенный массив гранитоидов, верхняя часть которого, вероятно, вскрывается эрозией в непосредственной близости (Кысыл-Тасский шток гранодиоритов).

Основные рудные тела представляют собой субпластовые карбонатно-кварц-сульфидные жилы, локализованные, как правило, в песчаниках, на границе с перекрывающими их алевро-аргиллитовыми пачками. Рудное тело жила № 1 прослежено по левобережью руч. Чочимбал от низовьев руч. Сквозной в северо-западном направлении на 1,13 км (проявление IV-4-5). Рудные минералы этого тела представлены пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, реже — халькопиритом, тетраэдритом; в качестве редких присутствуют пирротин, бурнонит, валлерит [121]. Суммарное количество рудных минералов составляет от 15 до 35 %. В составе жильных минералов преобладают кварц и мангансидерит, присутствует анкерит. Преобладают полосчатая и гнездово-вкрапленная текстуры. Содержания полезных компонентов: золото (среднее) — 5,38 г/т, серебро — 12,64 г/т, свинец — от 1,92 до 18,7 %, цинк — от 4,62 до 7,8 %. Спектральным анализом определены содержания (%): мышьяка — более 1, олова — 0,06–0,1, висмута — 0,004–0,012, сурьмы — 0,03–0,06, кадмия — 0,01–1. Рудное тело жила № 2 (проявление IV-4-3) прослежено по левобережью руч. Чочимбал юго-западнее рудного тела № 1 на протяжении более 3,5 км. Структурно-морфологически и по вещественному составу это рудное тело подобно описанному выше рудного тела № 1, от которого отличается повышенным содержанием пирита и несколько меньшим содержанием галенита и сфалерита. Жилы № 3 и № 3а (проявление IV-4-2) располагаются на правобережье руч. Чочимбал, на участке от устья руч. Сквозной до устья руч. Жилка на протяжении около 2,5 и 1,8 км соответственно. Они, так же как вышеописанные, представляют собой субпластовые жильные тела, локализованные в песчаниках чочимбальской свиты под экраном глинистых пачек. Жила № 3 несколько отличается повышенным содержанием кварца и относительной

неравномерностью оруденения. В остальном эти тела подобны описанной выше жиле № 1.

Прогнозные ресурсы по свинцу и цинку посчитаны суммарно для описанных четырех тел по данным Ю. В. Сафонова [46ф] и В. М. Базилевского [2ф] и составляют: для свинца по категории P_2 – 32,16 тыс. т при среднем содержании 12 %, для цинка по категории P_2 – 10,72 тыс. т при среднем содержании 4 %. В этом объеме они учтены Сводкой ресурсов ГКГ РС(Я). Республиканским балансом запасов перспективных объектов в качестве забалансовых запасов из этого же количества металлов учтены 6 тыс. т свинца и 6 тыс. т цинка со средними содержаниями каждого металла 4 %. Расчетные параметры и прогнозные ресурсы по золоту и серебру для каждого из описанных рудных тел приведены в табл. 13 по данным А. И. Некрасова [36ф].

В Сводке прогнозных ресурсов ГКГ РС(Я) ресурсы серебра, сопутствующего золоторудным объектам Ньюктоминского РУ (Чочимбальского рудного поля и проявлений Пентиум), учтены суммарно по категории P_2 в количестве 4300 т.

Мелкие рудные тела золото-полиметаллической березитовой формации, самостоятельные или в виде апофиз секущих рудных тел золото-сульфидно-кварцевой и золото-висмут-полисульфидной полигенной формации, распространены на флангах рудных полей Ньюктоминского полиметаллическо-серебро-золоторудного и Аркачанского золоторудного узлов (проявление Бодрое – IV-4-11). Самостоятельного значения они не имеют.

Золото-(мышьяково)-сульфидная формация является нетрадиционным типом золоторудной минерализации для территории листа. Исследования с целенаправленной оценкой перспектив ее развития в регионе практически отсутствуют. Указания на возможное присутствие таких объектов имеются в работах А. В. Костина [149, 150], к которым он относит сульфидизи-

Таблица 13

Ресурсы золота и серебра Чочимбальского рудного поля

Рудное тело	Средняя мощность, м	Объем, тыс. м ³	Запасы руды, тыс. т	Ресурсы, кг			
				Среднее содержание, г/т			
				Золото		Серебро	
P_1	P_2	P_1	P_2				
Жила № 1	1,3	195,35	644,67	<u>887</u> 5,38	<u>1289</u> 2,69		
Жила № 2	P_2 – 1,67	P_2 – 987,023	3257,2		<u>3703</u> 1,14		
Жила № 3	P_1 – 1,45 P_2 – 1,45	P_1 – 275,01 P_2 – 271	907,5 893	<u>2564</u> 2,82	<u>2539</u> 1,41	<u>238 055</u> 262,31	
Жила № 3а	P_1 – 2,70 P_2 – 2,70	397,96	1313 1113	<u>3547</u> 2,70	<u>3004</u> 2,70		<u>498 364</u> 379,48
Всего по Чочимбальскому рудному полю				6998	10 535	238 055	498 364

рованные породы бассейна руч. Кысыл-Таас. При проведении полевых работ в рамках создания комплекта Госгеолкарты-1000 листа Q-52 (третье издание) в центральной части Куранахского рудного района (бассейн р. Дянышка) в терригенно-углеродистых каменноугольных отложениях с содержанием $C_{орг}$ до 4 %, в зонах рассеянной сульфидной минерализации нами установлено широкое развитие разнообразных морфогенетических типов сульфидов, характеризующихся повышенными значениями благородных и других рудогенных (Co, Cu, Pb, Zn, As) элементов. Сульфиды представлены преимущественно пиритом, мышьяковистым пиритом, редко арсенопиритом, с суммарным их количеством до 3–5 %. Au и Ag в пиритах присутствуют повсеместно, составляя в среднем (в скобках вариации) соответственно 1,14 г/т (0,06–3) и 12,5 г/т (0,5–100); отдельные пробы показали наличие палладия до 1,97 г/т.

С учетом материалов предшественников [46ф] и опубликованных данных [19] каменноугольные отложения данной территории выделены как региональный потенциально рудоносный (на золото и серебро) материнский уровень. Полученные данные с учетом особенностей геологического строения региона позволили положительно оценить перспективы проявления в Куранахском рудном районе золото-(мышьяково)-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения, концентрирующегося прежде всего в зонах влияния раннемеловых гранитоидных интрузий (майский тип). К таким объектам могут быть отнесены проявления Красная Горка (Кысыл-Таас), Тарыннах-I и Тарыннах-II.

Проявление Красная Горка (Кысыл-Тас) (IV-4-4) располагается в верхнем и среднем течении одноименного ручья, левого притока р. Ньюэктаме, и объединяет проявления ручьев Красный, Пирротиновый, Кысыл-I, II [80]. Здесь в пологом своде Кыгылтасской антиклинали наблюдается небольшой выход гранодиоритов (400 × 125 м) и примыкающее к нему с юго-юго-востока обширное поле контактово-метаморфизованных пород, образующее два сближенных ареала. Суммарная их площадь около 6 км². Метаморфизованные алевролиты и песчаники имтанджинской и солончанской (C_{2-3}) свит интенсивно сульфидизированы. Метасоматическая сульфидизация роговиков имеет вкрапленный характер и составляет от 15–25 % объема породы до образования массивных колчеданных руд, локализующихся обычно в центральных частях рудных тел.

Сульфидизированные породы образуют ареалы площадью от 300 × 800 м до 500 × 1000 м, включающие около 70 рудных тел. Форма рудных тел пластовая, резе секущая. Мощность их от 1 до 12 м (в бассейне руч. Красный средняя мощность оценивается в 1,5–2 м, в бассейне ручьев Кысыл-I и Кысыл-II – около 1,5 м, в бассейне руч. Пирротиновый – около 1 м), протяженность 50–250 м. Главными минералами среди них являются пирротин и кварц. В подчиненном количестве встречаются марматит, халькопирит, пирит, арсенопирит, блеклая руда, манганосидерит, мусковит, хлорит. Кроме вкрапленных руд, присутствуют многочисленные незакономерно ориентированные кварц-сидерит-сульфидные просечки, а также продольные и поперечные секущие жилы, локализующиеся в трещинах отрыва с крутым падением и четкими контактами с вмещающими породами. Мощность жил до 0,5 м, длина от 50–70 до 150–400 м. В составе главных минералов представлены пирротин, марматит, пирит, в числе второстепенных –

халькопирит, арсенопирит, галенит, станнин. В очень малых количествах наблюдаются блеклая руда (тетраэдрит), халькопирротин, валериит, касситерит, вольфрамит, шеелит и молибденит. Г. Н. Гамянин считает жильные образования аналогами аркачанских руд.

По морфологическим и минералогическим критериям вкрапленные руды проявления Красная Горка могут рассматриваться как гальбандово-штокверковые. Оценка средних содержаний полезных компонентов этих руд до настоящего времени не может считаться надежной. По результатам химического анализа 40 бороздовых проб [72ф] средние содержания элементов в сульфидизированных породах составляют (%): Pb – 0,01, Zn – 0,24, Cu – 0,06; Au – 0,23 г/т. По данным спектрального полуколичественного анализа 75 проб средние содержания (%) составляют (в скобках – частота встречаемости, %): Pb – 0,0965 (100), As – 0,0098 (68), В – 0,0014 (37), Sb – 0,0002 (8), Zn – 0,2967 (100), Cu – 0,093 (100), Sn – 0,0102 (100), Bi – 0,0009 (24), W – 0,006 (45), Mo – 0,0016 (57), Co – 0,0003 (76), Ag – 0,002 (91). Средние содержания Pb, Zn, Cu, Au в жилах близки к содержаниям в сульфидизированных роговиках (8 проб), однако в этих телах встречены и повышенные содержания золота (до 9,5 г/т) и серебра (до 246 г/т). А. С. Урзов [80] указывает на обычные средние содержания (%) во всех телах проявления: свинца – 0,1, цинка – 0,3, меди – 0,1, иногда в отдельных телах для цинка – до 1,92, меди – до 1,02. Золото в рудах содержится в количестве 0,1–1,9 г/т, редко до 4,4 г/т.

Запасы сульфидизированных пород, рассматриваемых как комплексные руды золота, меди, цинка и олова, оценены Н. Н. Стронским в 93 576 тыс. т [58ф]. При этом в руде содержится 120–140 тыс. т меди, 80–90 тыс. т цинка, 20–30 тыс. т олова и 21,522 т золота (при среднем содержании последнего 0,23 г/т). Объект с такими параметрами в настоящее время не может рассматриваться как промышленно-значимый. Однако в опубликованной литературе иногда приводятся иные оценки среднего содержания благородных металлов в сульфидизированных роговиках: золота – 1,12 г/т, серебра – 21,86 г/т [143, 150], что составляет их ресурсы в 104,8 т Au и 2045,5 т Ag. Это переводит объект в разряд крупных месторождений с бедными рудами. Нами при подсчете ресурсов золота принята его средняя величина из вышеупомянутых в 0,675 г/т, что составляет 63,16 т металла по категории P₃; при оценке ресурсов серебра в сульфидизированных песчаниках принимается цифра в 2045,5 т. Вероятно, достоверная оценка руд рассматриваемого проявления требует дополнительных исследований и нестандартного методического подхода к их опробованию.

Проявления Тарыннах-I и Тарыннах-II (IV-5-28; IV-5-35) расположены в Сартангском синклинии, на междуречье Аркачан–Эчий-Тирехтях, в пределах Верхне-Дулгалахского прогнозируемого мышьяково-золоторудного района. Проявления расположены в 6 км друг от друга и имеют сходное строение. Они размещены в сводовой части Кюнкюнюрской антиклинали и приурочены к ороговикованным сульфидизированным породам (главным образом песчаникам) тумаринской серии перми, локализованным в надынтризивной зоне погребенного массива гранитоидов. Последний трассируется магнитными аномалиями и сопровождается многочисленными дайками диорит-порфириров, кварцевых порфиров раннемелового дулгалахского комплекса и лампрофилов позднемелового аркачанского комплекса. Рудные тела представлены крутопадающими плитообразными

зонами раздробленных и интенсивно сульфидизированных осадочных пород, мощность которых достигает 120 м, при длине 2000–3000 м [81]. Содержания в них мышьяка составляют 1–2,5 %. Кроме того, в сульфидизированных породах установлены медь (0,03–0,085 %), золото (0,2–0,8 г/т) и серебро (27 г/т). Рудные тела пронизаны системой кварцевых и кварц-карбонатных прожилков и жил мощностью до 0,4 м, в которых отмечены пирит, арсенопирит, халькопирит, реже сфалерит, галенит. Содержания мышьяка в жилах достигает 1,5–6 %, меди 0,01–0,18 %, золота 0,1–1,8 г/т, серебра до 11,2 г/т. Здесь отмечены кварц-арсенопиритовые жилы.

Ресурсы (по категории P_3), заключенные в сульфидизированных зонах каждого из рассматриваемых проявлений, составляют для золота 78 т, серебра – 4212 т (при наличии одного тела длиной 2500 м, мощности 120 м, глубине 200 м и среднем содержании Au 0,5 г/т, Ag 27 г/т). В сумме для проявлений Тарынах-I, II они составляют соответственно 156 и 8424 т.

Рассмотренными проявлениями не заканчивается перечень в регионе возможных объектов, относящихся к золото-(мышьяково)-сульфидной или золото-серебро-(мышьяково)-сульфидной [143] формации. Имеются сведения о наличии верхне- и среднекаменноугольных сульфидизированных песчаников в Эндыбальской рудоносной зоне [143] и в северо-западном экзоконтакте Хобойоту-Эчийского массива [78]. Характеристика последнего приведена в разделе «Мышьяк» (рудопроявление III-4-12). По всей вероятности, к проявлениям данного типа можно отнести три пункта минерализации (IV-4-19, 29, 41) в верховьях р. Аркачан в пределах Учагынской (Саганджинской) антиклинали, в поле развития пород кыгылтасской свиты. Здесь в песчано-глинистых отложениях наблюдались прослой интенсивно пиритизированных сульфидизированных конгломератов мощностью от 0,2 до 2,5 м. Наиболее интересна рудная точка IV-4-29, где отмечено три пласта конгломератов мощностью 0,7; 1,3 и 2,5 м, отстоящих друг от друга на 6–8 м. В них пирит, замещающий цемент и отдельные гальки, а также присутствующий в виде крупных хорошообразованных кристаллов и тонкозернистых агрегатов, составляет до 20 % объема породы. По результатам химического анализа содержание серы (по единичным пробам) составляет 20,61 %, золота (в среднем) – 0,4 г/т. В качестве примесей присутствуют: галлий, ванадий, никель, кобальт, серебро, свинец, цинк [21ф].

Целенаправленные поиски золото-сульфидных вкрапленных, прожилково-вкрапленных руд практически не велись в регионе, но, как показывают представленные материалы, перспективы их формирования в районах распространения золотоматеринских толщ многообещающие.

К золото-сурьмяной формации относятся проявления Нижне-Билляхской золото-сурьмянорудной прогнозируемой рудоносной зоны. Они связаны с кварцевыми брекчиями в зонах дробления гидротермально измененных песчаников. В проявлении II-5-1 содержание золота составляет 3–4 г/т, а в проявлении II-5-5 – от 0,1 до 6 г/т (среднее 2–3 г/т).

Проявления золотокварцевой малосульфидной формации многочисленны и морфологически разнообразны. Они представлены пирит-арсенопиритовым и галенит-сфалеритовым минеральными типами. Ареалы распространения проявлений этих типов в значительной степени совмещены, однако первые обычны вблизи выходов раннемеловых гранитоидов, а ареал распространения проявлений галенит-сфалеритового типа более

обширен и включает в себя присводовые части Куранахского и Орулганского антиклинориев.

Разделение минеральных типов этой формации зачастую условно вследствие взаимных фациальных переходов. Характерно многообразие структурно-морфологических типов этих проявлений: 1 – линейные секущие крутопадающие жилы; 2 – линейные зоны прожилкования, связанные с разрывными нарушениями и зонами трещиноватости; 3 – пластообразные жилы, локализующиеся в трещинах межпластовых срывов в сводах и на крыльях антиклиналей; 4 – сложные жилы и штокверковые зоны в замках мелких антиклинальных складок, осложняющих своды крупных антиклиналей.

В Быйыттахском полиметаллическо-золото-сереброрудном прогнозируемом узле проявления пирит-арсенопиритового типа, группирующиеся вокруг Хобойоту-Эчийского гранитоидного массива, представлены в основном секущими кварцевыми жилами, характеризующимися небольшими размерами, простым минеральным составом и низкими содержаниями золота (менее 1 г/т). Жильные минералы представлены почти исключительно кварцем, редко присутствуют анкерит и сидерит. В составе рудных преобладает пирит, реже присутствуют пирротин, арсенопирит, галенит, халькопирит (проявления III-3-9; III-4-22, 23, 25, 35, 43).

В проявлениях, связанных с минерализованными зонами дробления и прожилкования (III-4-7, 8), минералогический состав жильных и рудных минералов более разнообразен, но содержания золота (0,05–0,4 г/т) и сопутствующих компонентов остаются низкими: Pb и Zn – сотые доли %, серебро – единицы г/т, до 113 г/т (проявление III-4-7). В Дянышкинском прогнозируемом золото-полиметаллическорудном районе проявления золота описываемого минерального типа на северном фланге района представлены согласными и секущими кварцевыми жилами мощностью от первых сантиметров до 1,5–3 м и протяженностью 50 – 200 м (проявления III-3-10, 13, 15, 19, 25). Содержание золота в них низкое (0,1–0,4 г/т) и только в проявлении III-3-5 достигает 1 г/т.

Проявления галенит-сфалеритового типа золото-кварцевой малосульфидной формации распространены в Дянышкинском прогнозируемом районе (IV-3-7, 10, 19). Эти проявления отличаются значительными размерами рудных тел и крайне невыдержанной рудной минерализацией. Проявление Олячи (IV-3-7) представлено мощной (до 65 м) зоной карбонатно-кварцевого прожилкования, в которой золото наблюдалось в аншлифах и протолочках, а также фиксировалось спектроскопическим анализом, но не подтверждено пробирными анализами. По этим данным содержание золота в выборочных жилах зоны мощностью 2 м оценено в 2,16 г/т [49ф]. Проявление Галочка (IV-3-10) связано с пластовой зоной кварцевого прожилкования и брекчирования мощностью 3,5 м, в которой, по данным А. С. Урзова [69ф], содержание золота достигает 20 г/т. Заверочные работы [49ф] не подтвердили в этом объекте содержания золота свыше 0,2 г/т. В проявлении Китани (IV-3-19), представленном зоной карбонатно-кварцевого прожилкования протяженностью 4 км, при заверочных работах пробирный анализ и протолочки золота не выявили. Проявления (VI-6-2, 3, 5, 8, 9) представлены мелкими секущими кварцевыми жилами (мощность – первые десятки см, длина от 6 до 20 м) с низкими (0,1–0,2 г/т) содержаниями золота.

Аллювиальная россыпь золота русловой и пойменной части долины руч. Чочимбал и его притоков (ручьев Вилка, Жилка – Старый и Шар) (IV-4-1)

мелкозалегающая (0–6 м), мощность торфов 0–4 м, песков – 0,4–4 м. При отработке старательским способом добыто более 2000 кг золота. Не извлеченные к настоящему времени запасы, учтенные Республиканским балансом, составляют: по категории C_1 – 94 кг, по категории C_2 – 124 кг. Подобная описанной аллювиальная россыпь руч. Ранний обладает учтенными к настоящему времени запасами по категории C_1 – 18 кг, по категории C_2 – 147 кг.

Серебро

Серебро на территории листа представлено семью малыми месторождениями и 25 проявлениями. Известно также четыре комплексных литохимических ореола рассеяния с серебром в качестве основного (один ореол) или третьестепенного элемента. Проявления и месторождения серебра связаны с серебро-полиметаллической березитовой и олово-серебро-полиметаллической березитовой формациями. Кроме того, известны высокие содержания серебра в золоторудных объектах золото-сульфидно-кварцевой и золото-полиметаллической березитовой формации и свинцово-цинковых рудах касситерит-силикатно-сульфидной формации. Главные серебрянорудные объекты располагаются в Эндыбальской полиметаллическо-сереброрудной рудоносной зоне, Кимпиче-Берелехском медно-сереброрудном прогнозируемом узле и Ньюктоминском полиметаллическо-серебро-золоторудном узле Куранахского полиметаллическо-золото-сереброрудного района.

Основные разведанные к настоящему времени ресурсы серебра принадлежат рудным объектам Мангазейского рудного поля Эндыбальской полиметаллическо-сереброрудной рудоносной зоны и относятся к рудным образованиям серебро-полиметаллической березитовой формации.

Мангазейское рудное поле находится в бассейне р. Эндыбал, левого притока р. Аркачан. Оно протягивается в северо-северо-западном направлении вдоль свода Эндыбальской антиклинали, осложненной в его северо-восточной части Мухалканской антиклиналью третьего порядка, от устья руч. Мысовой до среднего течения руч. Мухалкан на расстояние около 17 км. В своде антиклинали на поверхность выведены переслаивающиеся песчаники и алевролиты кыгылтасской свиты (C_3kg), крылья антиклинали сложены преимущественно алевролитами эчийской серии ($P_1e\check{c}$). На правобережье р. Б. Эндыбал, выше устья р. Мангазейка, породы кыгылтасской свиты прорваны штоком гранодиорит-порфиоров, сменяющихся к периферии кварцевыми порфирами и эруптивными брекчиями (раннемеловой куранахский комплекс). Вблизи штока развиты дайки кварцевых порфиоров (куранахский комплекс), а на некотором удалении – дайки лампрофиоров (позднемеловой аркачанский комплекс). Структура рудного поля во многом определена наличием продольных по отношению к складчатости левых взбросо-сдвигов: Ньюктоминского (северо-восточное крыло Эндыбальской антиклинали) и Эндыбальского (в 5–7 км западнее). Между ними находится правосторонний сдвиг, диагонально причленяющийся к Ньюктоминскому (сдвиг Граничный, по А. В. Костину). Большинство серебрянорудных жил сосредоточено между Граничным и Ньюктоминским взбросо-

сдвигами и локализовано в пластовых срывах, характеризующих сбросовый, взбросовый, сбросо-надвиговый и надвиговый типы тектонических деформаций» [143].

В Мангазейском рудном поле наблюдается несколько «эпицентров» оруденения, удаленных друг от друга на 1–3,5 км. По мере их последовательного изучения, основным из них присваивался ранг самостоятельного месторождения, и в геологической литературе они известны под собственными именами. В своде и северо-восточной присводовой части Эндыбальской антиклинали от устья руч. Мысовой на северо-северо-запад последовательно располагаются месторождения: Безымянное (IV-5-26), Мысовое (IV-5-21), проявление Привет (IV-5-14), месторождения: Вертикальное (IV-5-22), Нижне-Эндыбальское (IV-5-23), Стержневое (IV-5-20), Васильевское (южный блок, IV-5-18), Васильевское (IV-5-16), Мангазейское (IV-5-17), проявления Мухалканское (IV-5-24) и Бурное (IV-5-12). Основные характеристики этих объектов и их ресурсы приведены в табл. 14 по материалам ГУГПП «Янгеология» [34ф, 36ф].

При первичной апробации этих ресурсов в Госкомгеологии РС(Я) категоричность этих ресурсов частично изменена. В Сводке прогнозных ресурсов ГКГ РС(Я) выделены ресурсы серебра категории C_2 (284 т на собственно Мангазейском месторождении), ресурсы категории P_1 составляют 9130 т, P_2 – 8133 т. Практически все исследователи Мангазейского рудного поля склонялись к выводу о принадлежности его объектов к одному крупному месторождению.

Прогнозные оценки ресурсов свинца и цинка, постоянно присутствующих в серебряных рудах Мангазейского рудного поля, по данным ГУГПП «Янгеология», составляют: по свинцу (тыс. т) – 705,9 (P_1), 857,7 (P_2), 300 (P_3); по цинку (тыс. т) – 29 (P_1), 48,667 (P_2), 400 (P_3). При первичной апробации этих ресурсов в Госкомгеологии РС(Я) поставлены на учет 705,9 тыс. т свинца (P_1) и 48,667 тыс. т цинка (P_2).

Морфология рудных тел описываемого поля разнообразна. Преобладают субпластовые жильные зоны и жилы сульфидно-кварц-сидеритового (преимущественно маргансидеритового) состава, локализующиеся в межпластовых срывах на границах пластов песчаников и алевролитов. Эти рудные тела залегают согласно с вмещающими породами или полого секут их. В жильных зонах рудная минерализация концентрируется в сериях продольных жил, разнообразных прожилках линейных штокверков и в цементе спорадически встречающихся брекчий. На небольших участках эти тела могут объединяться в единую жилу выполнения мощностью от нескольких десятков сантиметров до 3 м. Большая часть жил и прожилков жильных зон характеризуется малой мощностью (менее 0,2 м). Мощность самостоятельных пластовых жил от первых сантиметров до 30 см. Раздувы этих жил редки. Протяженность зон и жил, как правило, значительная – от первых сотен метров до 1,5–4 км. Мощность рудных тел в субпластовых жильных зонах зачастую определяется опробованием.

Менее широко распространены крутопадающие (до вертикальных) секущие тела. Большой частью они представлены минерализованными зонами дробления, в которых рудная минерализация концентрируется в цементе брекчий, и секущими зонами прожилкования (линейными штокверками), иногда содержащими единые жилы выполнения. Обычно в секущих зонах

Характеристика основных рудных объектов Мангазейского рудного поля

Наименование и номер объекта	Рудное тело. Его параметры	Минералогический состав	Содержания в ресурсах			Прогнозные ресурсы				
			Ед. изм.	P ₁	P ₂	P ₃	Ед. изм.	P ₁	P ₂	P ₃
Безымянное (IV-5-26)	Девять пластообразных жил M = 0,03–0,5 м (ср. 0,15–0,2 м); Дл = 150–600 м	Гл: кварц, мангансидерит, арсенопирит. Вт: галенит, пирит, пираргирит, фрейбергит, теннантит, диафорит, халькопирит, сфалерит, миаргирит, касситерит. В жилах № 1, 6 и 8 сопутствующее золото (0,2–1,3 г/т)	г/т	655–5144			т	254		
Мысовое (IV-5-21)	Субпластовая зона прожилкования «Западная» M = 0,1 м; Дл = 2,6 км	Кварц, сидерит, галенит, тетраэдрит, фрейбергит. Вт: пирит, диафорит, пираргирит	г/т		2200		т		131	
	Субпластовая зона прожилкования «Восточная». M = 0,55 м; Дл = 1,6 км	То же	г/т		1094		т		352	
Проявление Привет (IV-5-14)	Секущая зона брекчирования «Привет». M = 1,0 м; Дл = 871 м	Гл: кварц, сидерит, пирит, сфалерит, антимонит. Вт: арсенопирит, галенит, халькопирит, овихиит, диафорит, блеклая руда. Редк: станнин, сульфотеллурид висмута, висмутин	г/т	916,3			т	955,8		
	Секущая зона брекчирования «Привет-2». M = 2,2 м; Дл = 2037 м		г/т	163,8			т		257,56	

Вертикаль- ное (IV-5-22)	«Вертикальное» – сульфидно-кварцевая жила в зоне дробления. М = 1,84 м; Дл = 3100 м	Гл: арсенопирит, пирит, сфалерит, галенит. Вт: блеклая руда, халько- пирит, бурнонит. Редк: миаргирит, пираргирит, акантит, овихиит	г/т	495			т	3395,1		
	Зона «Апофиза»		г/т	462			т	31,7		
Стержневое (IV-5-20)	Пять круто падающих на восток рудных зон СЗ простирания (М = 6–7 м, Дл до 800 м). Это зоны дробления с кварц-сфалерит-галенит-анкерит-сидеритовым цементом. Одна вертикальная зона сидерит-галенитового прожилкования СВ простирания (М = 1 м, Дл = 800 м). Гл. рудные минералы – галенит и сфалерит. Вт.: тетраэдрит, фрейбергит, диафорит, пирит, арсенопирит. Содержания: Ag – 8,9–7290 г/т, Au – 0,2–2,1 г/т, Pb – 0,2–21,5 %, Zn – 0,2–4,24 %. Ресурсы не подсчитаны		г/т		500*		т		3300*	
Мангазейское рудное поле [31ф,42ф]	Василь- евское (южный блок, IV-5-18)	«Васильевская». Субпластовая зона сульфидно-кварц- сидеритового прожилкования, участками жила выполнения. М = 1,87 м, Дл = 2,3 км	г/т	1010			т	4998		

Наименование и номер объекта	Рудное тело. Его параметры	Минералогический состав	Содержания в ресурсах				Прогнозные ресурсы				
			Ед. изм.	P ₁	P ₂	P ₃	Ед. изм.	P ₁	P ₂	P ₃	
Мангазейское рудное поле [31ф, 42ф]	Васильевское (IV-5-16)	«Васильевская» (северный фланг). Субпластовая зона сульфидно-кварц-сидеритового прожилкования, участками жила выполнения. М = 1,35 м, Дл = 1,8 км									
		«Англезит-церуссиовая» жила. М = 0,15–0,18 м									Галенит, сфалерит, блеклая руда, церуссит, англезит, овихиит
	Мангазейское (IV-5-17)	Девять пластовых жил. М = 0,03–0,55 м, Дл = 50–1300 м., падение 34–48° на ВСВ. Основные жилы – «Михайловская», «Кузьминская»									Гл: галенит, сфалерит. Вг: пирит, овихиит, пираргирит, тетраэдрит, арсеропирит, касситерит. Содержание металлов: Pb – 5–75 %, Zn – 0,3–5 %, Ag – 500–3938 г/т, Au – 0,1–0,5 г/т, Cd – до 0,06 %, Sn – до 0,1 %, Sb – до 1 %
Нижнеэндыбальское (IV-5-23)	Р.т. № 1 – серия субпластовых сидерит-кварц-сульфидных жил в зоне мощностью 5–12 м, переходящая в линейный штокверк (М = 17–35 м). Р.т. № 2 – апофиза первого (М = 2,5–4 м; Дл = 300 м). Содержание Ag 156–590 г/т. Р.т. № 3 – зона субсогласного кварц-сидерит-сульфидного прожилкования (М = 0,1–1 м); Дл = 300 м. Содержание Ag 113–5502 г/т	г/т	364			т	812,23				

Проявление Мухалканское (IV-5-24)	Пластовая брекчиево-жильная зона «Западная». М = 0,87 м, Дл = 4,5 км	Сульфидно-кварц-сидеритовые брекчии и сидерит-сульфидные жилы. Гл: галенит, блеклая руда, сфалерит. Вт: пирит, арсенопирит, диафорит	г/т	220	220		т	407	864	
Проявление Мухалканское (IV-5-24)	Пластовая брекчиево-жильная зона «Восточная». М = 0,37 м, Дл = 2,2 км		г/т	500	500		т	176	311	
	«Зона № 1». Пластовая зона прожилков, иногда единая жила. М = 0,87, Дл = 2,2 км	Гл: галенит, блеклая руда, сфалерит. Вт: пирит, арсенопирит, диафорит	г/т		220		т		248	
	«Зона № 2». Пластовая зона прожилков, иногда единая жила. М = 0,87, Дл = 4 км	Гл: галенит, блеклая руда, сфалерит. Вт: пирит, арсенопирит, диафорит	г/т		220		т		859	
Проявление Бурное (IV-5-12)	Секущая (25°∠75–90°) зона прожилкования. М = 0,67, Дл = 1,2 км	Гл: кварц, сидерит, галенит, сфалерит, тетраэдрит. Вт: халькопирит, арсенопирит, пирит, фрейбергит. Редк: пираргирит, станнин	г/т	1325	1325		т	201	190	
Всего по Мангазейскому рудному полю							т	11231	6513	
Итого по категориям P ₁ + P ₂ + P ₃								17744		

Примечания: «*» – оценка ресурсов произведена составителями записки по материалам, указанным в ссылке на литературу. Сокращения в тексте таблицы: М – мощность, Дл – длина, Гл – главные минералы, Вт – второстепенные, Редк – редкие. Р.т. – рудное тело.

наблюдается комбинирование этих морфологических типов. Вмещающие породы субпластовых и секущих рудных зон зачастую содержат вкрапленно-прожилковую рудную минерализацию, иногда достигающую промышленных концентраций. Мощность изученных секущих рудных зон не превышает 8 м, мощность связанных с ними рудных тел определяется опробованием.

Описанные структурно-морфологические типы рудных тел свойственны сереборудным проявлениям серебро-полиметаллической березитовой формации Куранахского полиметаллическо-золото-сереборудного района и Эчийско-Билляхской прогнозируемой полиметаллическо-сереборудной рудоносной зоны.

На незначительном удалении от описанного поля известны проявления серебра, по структурно-вещественным особенностям подобные описанным выше. В районе Кус-Кюельского гранитоидного штока это проявления IV-5-38 и IV-5-37, связанные с продольными зонами дробления в присводовой части восточного крыла Эндыбальской антиклинали [34ф]. В первом субпластовая зона дробления (аз. падения $70^\circ \angle 40-45^\circ$) прослежена в поле развития эчийской серии на 500 м. На протяжении 100 м в этой зоне наблюдается рудная минерализация в сульфидной (мощность 8 см) и сульфидно-кварцевой (10 см) жилах. Рудные минералы – галенит, сфалерит, пирит, овихиит, диафорит, блеклые руды, арсенопирит, халькопирит. Содержания металлов в сульфидной жиле составляют (в скобках содержания на всю зону мощностью 2,2 м): Ag – 1516 г/т (796 г/т), Pb – 36,63 % (11–19,39 %), Zn – 0,33–8 % (0,5–6 %).

Параллельно описанной наблюдаются еще четыре подобные зоны, оставшиеся недоизученными. Проявление IV-5-37 подобно описанному. Суммарные прогнозные ресурсы обоих проявлений по категории P_2 составляют: свинец – 29,4 тыс. т; цинк – 15,6 тыс. т; по категории P_3 – свинец – 37,8 тыс. т, цинк – 22,9 тыс. т, серебро – 120 т [34ф, 40ф]. В Сводке прогнозных ресурсов ГКГ РС(Я) учтены в указанных объемах только ресурсы свинца и цинка.

В Эчийско-Билляхской прогнозируемой полиметаллическо-сереборудной рудоносной зоне проявления серебро-полиметаллической березитовой формации представлены перспективным объектом Егор. Проявление Егор (IV-5-6) связано с минерализованными зонами в широтных секущих зонах дробления в своде Кюнкюнюрской антиклинали и сложено песчаниками и алевролитами тумаринской серии (P_{1-2tm}). Рудные тела представлены стержневой жилой в зоне прожилкования (рудное тело № 1, мощность 0,2–4,9 м, длина 1,7 км) и брекчиями с сульфидно-сидерит-кварцевым цементом (тело № 2 мощностью 2,75 м и длиной 200 м и тело № 3 мощностью 0,2–0,6 м и длиной 200 м). Содержания металлов в теле № 1: Ag – 746,7 г/т (в стержневой жиле до 10119,5 г/т, в некоторых штуфных пробах до 31 кг/т), Pb – 0,6 % (10,35 %), Zn – 0,05 % (0,45 %), Au – 1,15 г/т, Cu – 2,46 %. В штуфах из стержневой жилы отмечены повышенные содержания Sb (3,8 %) и As (4,51 %). Содержания металлов в теле № 2 (штуфное опробование): Ag – 77–2360 г/т, Pb – до 1,66 %, Zn – до 0,26 %; в теле № 3: Ag – 291 г/т, Pb – до 0,46 %, As – 0,31 %. Прогнозные ресурсы серебра в проявлении Егор оцениваются [36ф] по категории P_1 – 326 т, по категории P_2 – 580 т при среднем содержании 5454,45 г/т.

С описанным проявлением сходно и проявление (IV-5-5), находящееся в непосредственной близости и, по-видимому, принадлежащее к единому рудному полю. Ресурсы серебра в нем, оцененные по категории P_3 , составляют 75 т [34ф]. Значительные ресурсы серебра сопутствуют свинцово-цинковому проявлению Березкино. По данным А. И. Некрасова [36ф], ресурсы серебра в рудопроявлении составляют по категории P_1 – 304,3 т (со средним содержанием 1261,2 г/т), по категории P_2 – 936,76 т (со средним содержанием 858,6 г/т). Из этого количества 550 т по категории P_3 учтены Сводкой ресурсов ГКГ РС(Я).

В пределах Верхне-Эчийского золото-олово-сереброрудного узла проявления серебро-полиметаллической березитовой формации располагаются на значительном удалении от Хобойоту-Эчийского гранитоидного массива.

Проявление Право-Эчийское (III-4-36) приурочено к зоне дробления мощностью от 1–1,5 до 4–6 м среди алевролитов эчийской свиты. Зона представлена брекчированными слабо пиритизированными алевролитами, сцементированными многочисленными тонкими и мелкими кварцевыми прожилками с сидеритом и редкой сульфидной вкрапленностью. Минеральный состав [121]: кварц, мангансидерит, сфалерит (клеюфан), галенит, пирит, халькопирит, фрейбергит, пираргирит, миаргирит, самородное серебро, касситерит. Содержание серебра по одной точечной пробе из обогащенной галенитом зоны составило 131,3 г/т [13ф]. Содержание полезных компонентов в зоне по литохимическим пробам (%): свинец – 0,02–2; цинк – 0,4–10; олово – 0,0003–0,5; кадмий – 0,01–0,2; сурьма – 0,005–0,02; висмут – 0,002, серебро – 20–8000 г/т [13ф].

Проявление Лево-Эчийское (III-4-40) представляет собой две субпластовые минерализованные зоны дробления и прожилкования кварц-сидеритового состава с вкрапленностью и гнездами галенита. Мощность зоны от 0,4 до 2 м, протяженность до 1800 м. Объемное содержание галенита в зоне колеблется от 0,5 до 30–40 %. Длина обогащенных галенитом участков достигает 40–60 м. Эти участки разделены слабо минерализованными интервалами длиной 100–250 м. Содержание серебра в галените 428–5110 г/т (по данным спектрального анализа – 0,085 %), свинца – до 52,24 % [13ф]. Вторая зона прослежена по свалам на 350–400 м при мощности 0,2–1,3 м. Содержание серебра по зоне 304 г/т. Прогнозная оценка этого проявления по категории P_2 [26ф] по серебру – 82 т, по свинцу – 15 тыс. т.

Нашими прогнозно-поисковыми работами в районе Право- и Лево-Эчийского проявлений опробованы около 80 новых рудных точек (обломки карбонатно-кварцевых пород с сульфидной минерализацией). Относительно выдержанной является минерализация продольной минерализованной зоны на правом берегу р. Эчий, возможно, являющейся продолжением на юг одного из рудных тел Лево-Эчийского проявления. Прослеженная длина этой зоны около 1500 м. При средней мощности ее 1 м, подвеске 150 м, среднем содержании серебра 300 г/т (объемный вес руды 3,4 т/м³), прогнозные ресурсы этой минерализованной зоны по категории P_3 составят 230 т серебра.

На северном фланге Куранахского полиметаллическо-золото-сереброрудного района к проявлениям серебро-полиметаллической березитовой формации (серебро-сурьмяный минеральный тип по [20]) относится перспективное проявление Кимпиче (II-4-9). Оно приурочено к коробчатой

Кыгылтаской антиклинали, в своде которой песчаники и алевролиты турмаринской серии ($P_{1-2}tm$) залегают практически горизонтально. Западное крыло складки крутое ($40-50^\circ$), восточное – более пологое ($20-40^\circ$). Шарнир складки полого погружается к северу. В центральной части проявления (участок «Центральное Кимпиче») складка рассечена крупным разрывным нарушением северо-западного простирания ($315-330^\circ$) с неотчетливо выраженным сбросовым, возможно, сбросо-сдвиговым, смещением. На западном крыле антиклинали разлом трансформируется в серию кулисообразно расположенных минерализованных трещин северо-западного простирания. К этому разлому приурочено основное рудное тело проявления, представляющее собой чередующиеся зоны дробления и прожилкования с примыкающими к ним на отдельных участках пологими субпластовыми зонами прожилкования и редкими рудными столбами на участках сочленения оперяющих разрывов с основным телом. Площадь подобных столбов достигает 20×30 м. Мощность рудного тела от 3 до 15 м, прослеженная длина около 1900 м. Вторая, менее масштабная и более сложно построенная, рудная зона прослеживается в северной части поля по аз. 290° . Мощность ее от 2 до 30 м, прослеженная длина около 600 м. Третья зона, мощностью от 5 до 10 м, прослежена на 600 м на восточном фланге поля по аз. 290° . По простиранию рудные зоны не оконтурены.

Жильные минералы в рудных зонах представлены сидеритом и кварцем, на нижних горизонтах присутствует хлорит. В составе рудных минералов преобладает тетраэдрит, в подчиненных количествах распространен халькопирит, пересекающий блеклорудные агрегаты. В качестве редких минералов присутствуют галенит, самородное серебро, медь, куприт, халькозин. По данным В. В. Аристова и др. [20], устанавливается следующая последовательность рудоотложения: дорудная минерализация, представленная кварцевой, кварц-сидеритовой и серицит-кварцевой ассоциациями, и продуктивная серебро-тетраэдрит-сидеритовая ассоциация. Рудные тела сопровождаются ореолом метасоматических изменений (аргиллизацией?, березитизацией?), выражающихся резким осветлением вмещающих пород, сплошным в приальбандовых частях и пятнисто-полосчатым или пятнистым на удалении от них. Состав метасоматитов – гипергенно-измененный преимущественно кварц-серицитовый материал с ярозитом, каолинитом [20]. Содержания основных компонентов в руде: Ag – до 18938 г/т (среднее 540–560 г/т), Cu – до 9,23 %, Zn – до 0,38 %, Bi – до 1,41 %, Sb – до 7,36 %, Hg – до 0,01 %, Au – до 10 г/т, As – 0,08 %. Прогнозные ресурсы серебра по основной рудной зоне по состоянию на 1.01.2005 г. составляли 1528 т (категория P_1) и 2791 т (категория P_2) [53ф].

Нашими прогнозно-поисковыми работами на флангах рудопроявления Кимпиче за счёт увеличения протяженности основного рудного тела на западном фланге рудного поля, а также за счёт обнаружения рудной минерализации в ряде минерализованных зон, считавшихся ранее безрудными, увеличены ресурсы и минерагенический потенциал проявления. Суммарная протяженность вновь выявленных рудных зон составила 2600 м. При средней мощности рудного тела 2 м, подвеске 100 м, объемном весе руды $3,4 \text{ т/м}^3$ и содержании серебра 1000 г/т прирост прогнозных ресурсов участка составит 1768 т (P_3).

За пределами восточного фланга участка (стрелка рек Кимпиче и Кемюс) выявлены две поперечные минерализованные зоны дробления (в до-

полнение к восьми, известным ранее). Структура и характер минерализации этого участка подобны таковым на «Центральном Кимпиче», но масштабы минерализации не оценены. Участок рекомендован для доизучения (геохимической и геофизической съемок). Площадь его около 20 км², что позволяет прирастить ресурсы проявления Кимпиче по категории P₃ по принципу аналогии (при коэффициенте удельной потенциальной рудоносности 0,15 тыс. т Ag/км²) на 3 тыс. т Ag. В Сводке прогнозных ресурсов ГКГ РС(Я) на 1.01.2006 г. ресурсы серебра проявления Кимпиче учтены по категории P₃ в объеме 600 т.

Мелкие проявления описываемой формации (III-3-17, IV-3-1) отмечены вне рудных узлов на западном фланге Куранахского полиметаллическо-золото-сереброрудного района. Одно из них (IV-3-1) связано с сидерит-кварцевым прожилкованием пластообразной зоны дробления, содержащим небольшие количества серебра (16,4 г/т), свинца (1–2,2 %), цинка (0,02–3, 5 %) и золота (0,2 г/т).

С некоторой долей условности к серебро-полиметаллической березитовой формации отнесена группа мелких серебро-полиметаллических проявлений Сынчинского прогнозируемого полиметаллическо-сереброрудного и Сылыгырканского прогнозируемого золото-серебро-полиметаллическорудного узлов. С серебро-полиметаллической формацией их сближает постоянное присутствие блеклых руд, галенита, иногда сфалерита и золота. Большей частью это кварцевые, иногда с сидеритом, жилы выполнения небольшой мощности (первые десятки доли метра) и протяженности (15–150 м). Таковы проявления I-1-6; I-2-14, 15, 16; I-2-27; I-3-4; II-2-22. Несколько проявлений в указанных узлах и вне узлов связаны со слабо минерализованными зонами дробления. Они отличаются слабо повышенными содержаниями серебра (5–200 г/т), иногда свинца и цинка (проявления I-2-3, 5, 10; I-3-1, 6).

В Баяндинском прогнозируемом медно-полиметаллическо-сереброрудном узле к серебро-полиметаллической березитовой формации относится проявление Попутное (V-5-13), расположенное в своде Саганджинской антиклинали, осложненном разрывами северо-восточного простирания. Здесь в поле развития кыгылтасской свиты (C₃kg) прослежена секущая сидерит-кварцевая жила мощностью до 2 м и длиной до 400 м, содержащая до 21 кг/т серебра, до 0,35 % цинка, 2,2 % свинца и 1,5 г/т золота. Прогнозные ресурсы серебра в этом объекте оценены по категории P₃ в 1764 т [82, 34ф].

Олово-серебро-полиметаллическая березитовая формация на территории листа проявлена вблизи массивов гранитоидов, частично в поле сопровождающих их зон контактового метаморфизма, но в основном на небольшом удалении от них.

В Меникенском прогнозируемом полиметаллическо-сереброрудном узле Яно-Борулахского серебро-оловорудного района проявления олово-серебро-полиметаллической березитовой формации представлены перспективным проявлением Меникен (III-5-1). Рудное поле проявления располагается в своде коробчатой Алгыйской антиклинали, осложненном пологими складками высшего порядка, над неглубоко залегающим небольшим массивом кислого состава. Последний отчетливо отражен в геофизических полях и фиксируется на поверхности ореолом контактово-метаморфизованных пород. В западной части поля наблюдаются многочисленные дай-

ки диорит-порфиров (раннемеловой дулгалахский комплекс). Рудные тела группируются в рудные зоны, характеризующиеся преимущественно широтным и северо-западным направлением. Падение их крутое (70–80°) или вертикальное, в единичных случаях пологое (30°). Они представляют собой серии сближенных субпараллельных прожилков кварц-сульфидного и сульфидного состава мощностью от 0,5 мм до 1 см и отдельные жилы мощностью до 20 см. Текстура руд прожилковая и брекчиевая, непосредственно в жилах и прожилках – массивная и полосчатая. Отмечаются некоторые различия при рассмотрении пространственного размещения минерализованных зон. На юго-западном фланге рудопоявления (склоны горы Меникен) выявлены кварц-сульфидные жилы с молибденитом и халькопиритом, на северо-западном в составе рудных тел преобладает сфалерит. Центр рудопоявления характеризуется разнообразием минерального состава рудных тел: здесь обычны галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, арсенопирит, менее – станнин, касситерит, висмутин, джемсонит. На восточном фланге преобладает сфалерит-галенитовая ассоциация с касситеритом, аргентитом и шватцитом. Компонентами руд являются свинец, цинк, серебро; довольно устойчива и в ряде тел значима примесь олова, иногда меди. Спорадически отмечаются повышенные содержания сурьмы, мышьяка, кадмия, индия, редко – ртути. Максимальные содержания серебра (на уровне 1–3 кг/т) приурочены к наиболее насыщенным галенитом интервалам зон прожилкования. На местности подобные интервалы прослеживаются на расстояния от 10–40 до 70–100 м.

С севера на юг с интервалами 10–500 м в субширотном направлении прослежены зоны: «Волжанка» (длина 720 м), «Сап» (2240 м), «Ложковая» (2380 м) и «Южная» (2480 м). Мощность зон от 0,2 до 2 м. По зоне «Волжанка» при среднем содержании серебра 1341,5 г/т ресурсы серебра по категории P_2 составляют 741,947 т, по зоне «Сап» при среднем содержании серебра 135 г/т – 154,754 т, по зоне «Ложковая» при среднем содержании серебра 1231,65 г/т – 794,56 г/т, по зоне «Южная» при среднем содержании серебра 1091,73 г/т – 1106,76 т [36ф]. Прогнозные ресурсы серебра по проявлению Меникен в целом оцениваются по категории P_2 в 2798 т. Ресурсы свинца и цинка по категории P_1 составляют соответственно 190 и 50 тыс. т.

Вблизи Хобойоту-Эчийского массива к олово-серебро-полиметаллической березитовой формации относятся проявления Имтанджинское, Быйытта-II и Хосское.

Проявление Имтанджинское (III-4-44) наращивает на юго-юго-запад рудное поле Имтанджинского непромышленного оловорудного месторождения. Полиметаллическая минерализация распространена в своде Кыгылтасской антиклинали на протяжении около 8,5 км. Свод антиклинали интенсивно нарушен продольными и диагональными (относительно основной складки) разрывными нарушениями, в кинематике которых преобладают сдвиговые и взбросо-сдвиговые (надвиговые) смещения. Рудные тела локализованы в литолого-структурных ловушках, образованных складками третьего-четвертого порядка. Протяженность отдельных рудных тел в среднем составляет 200–300 м. Плановое расположение тел кулисное. Преобладающий морфологический тип тел – субпластовый. На северном и южном флангах минерализация представлена серебросодержащими полиметаллическими жилами, секущими и субпластовыми, участками входящими в состав жильных зон с кулис-

ным или гнездовым распределением тел выполнения, мощность которых от 0,07 до 0,8 м. Содержания полезных компонентов в среднем около 300 г/т по серебру и около 0,2 г/т по золоту. На флангах площади выявлено четыре тела с такой минерализацией общей протяженностью 1825 м при мощности от 0,07 до 0,8 м (средняя 0,3 м). В центральной части площади минерализация представлена субпластовыми минерализованными зонами и жилами выполнения, вмещающими серебрянорудную сульфосольную и сульфидно-сульфосольную минерализацию. Выявлено 13 рудных тел такого состава. Суммарная протяженность их 3750 м при мощности от 0,05 до 0,6 м (средняя 0,3 м). В этой же части площади наблюдаются четыре жильные зоны мощностью от 1,5 до 8,0 м и суммарной протяженностью 2250 м. В составе этих зон наблюдаются кулисообразно и четковидно залегающие жилы и гнезда серебряносодержащих сульфосольно-полиметаллических руд. Содержания серебра в жилах и отдельных телах жильных зон от десятков г/т до 6100 г/т, золота – от сотых долей до 2 г/т. Содержания сопутствующих компонентов (спектральный анализ, %): Pb – 0,007–1, Zn – 0,01–1, Cu – 0,002–1, Sb – 0,003–1, Sn – 0,0003 – более 1, As – 0,005–1, Au – 0–5 г/т, Bi – до 0,7. Прогнозные ресурсы серебра в этом проявлении составляют (категория P₂) 885,3 т, золота – 0,7 т.

Проявление Хосское (III-4-14) приурочено к восточной присводовой части Кыгылтасской антиклинали на небольшом удалении от Хобойоту-Эчийского массива. Оно связано с серией жил и жильных зон преимущественно северо-западного простираения, неотчетливо группирующихся в условно выделяемую субширотную рудную зону шириной 0,5–0,9 км и длиной свыше 5,5 км. Расположение жил внутри зоны параллельное ее извилистым контурам и кулисное. Из 17 известных в этой зоне тел девять находятся на восточном фланге зоны. Мощность жил, локализованных в зонах дробления, обычно 0,2–0,5 м (до 1 м), длина от 100 до 1500 м. Рудные тела значительно выветрены и слабо обнажены, чем в основном вызвана их недостаточная изученность. Жильные минералы рудных тел представлены кварцем и сидеритом (преимущественно мангансидеритом), в составе неполно изученных в силу выветрелости рудных минералов зоны обнаруживается латеральная зональность: в западной части зоны преобладает галенитовая минерализация, а в восточной – блеклорудно-галенитовая. Содержания серебра в рудных телах от 30 до 846 г/т (штуфное опробование). Имеющиеся данные недостаточны для надежной оценки ресурсов. Минерагенический потенциал проявления оценивается высоко с учетом разубоживания содержаний в зоне выветривания и благоприятного морфологического типа тел (жилы выполнения и рудоносные брекчии).

Проявление Быйыттах-II (III-4-4) приурочено к своду Кыгылтасской антиклинали, сложенному слабо метаморфизованными переслаивающимися песчаниками и алевролитами кыгылтасской свиты (C₃kg). Оно расположено к юго-юго-востоку от Быйыттахского гранитоидного штока и представлено четырьмя продольными по отношению к складчатости минерализованными зонами дробления, протягивающимися в направлении этого штока. Центральные части зон вмещают оруденелые брекчии, содержащие сульфидно-кварцсидеритовые прожилки. Минерализация представлена мангансидеритом с вкрапленностью и гнездами блеклых руд, галенита и сульфосолей с каемками малахита и азурита. Мощность рудных тел от 1 до 3 м, длина от 300 до 550 м. Рудное тело № 1 (тело «S») на участке ответвления опережающей трещины об-

разует рудный столб линзовидного в плане сечения с горизонтальной мощностью 5 м. К этому рудному столбу приурочены наиболее высокие содержания (в штучной пробе до 9802 г/т) и основные для тела № 1 ресурсы серебра (281,94 т по категории P_1). Ресурсы остальных, менее изученных, тел составляют 302,73 т (по категории (P_2)) [36ф].

К проявлению Кимпиче и его западному и восточному флангам при-мыкает широко ориентированная группа литохимических ореолов серебра в комплексе со свинцом, медью, цинком и, реже, сурьмой, выявленных опробованием коренных пород (II-4-3, 4, 5, 6). Содержание серебра в них – 0,0002–0,005 % и очень редко – до 0,02 % [75, 1ф].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Эта группа полезных ископаемых на территории листа представлена месторождениями и проявлениями пьезооптического кварца, проявлениями фосфорита, месторождениями строительных материалов (песка, песчаника, глинистых пород) и проявлениями гипса и ангидрита. В обнажающемся по р. Ляписке разрезе нижней части эксеняхской свиты зафиксирована цеолитовая минерализация. На этом же стратиграфическом уровне цеолитовая минерализация отмечена в единичных разрезах за пределами территории листа, вблизи его западной (р. Ундюлюнг) и южной (Сангарская площадь) рамок. В этих пунктах в нижней части разреза эксеняхской свиты витрокластический материал, выполняющий роль цемента песчаников, преобразован постседиментационными процессами диагенеза в ломонтит. Мощность ломонитовых песчаников от 5 м (р. Ундюлюнг) до 70 м (Сангарская площадь). Средняя мощность оценивается в 20 м [37ф], а содержание ломонтита в них – 20 %. Изученность цеолитовой минерализации недостаточна для реальной прогнозной оценки: ненадежна оценка среднего содержания, не оценена возможность извлечения ломонтита и область применения потенциального концентрата. Решению этих вопросов должно быть уделено внимание при проведении в будущем региональных и специализированных работ.

ПЬЕЗООПТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Кварц пьезоэлектрический. Сосредоточен на северо-западе и незначительно на юго-востоке площади. Известно семь месторождений (шесть непромышленных и одно среднее) и 35 проявлений горного хрусталя. Их изучением занимались геологи экспедиции № 3 ВАГТа С. В. Тищенко и Л. М. Израилев [72], В. А. Буров [73], 1979, М. В. Сусов [63], В. С. Андреев [75], проводившие геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000.

Основные хрусталепроявления локализируются в междуречье Сынча – Собопол и приурочены к своду и восточному крылу Орулганского антиклинория, сосредоточены в терригенных породах каменноугольной и пермской систем.

Хрусталеносные кварцевые жилы приурочены к присводовым частям антиклиналей первого порядка и локализируются в замках осложняющих их

мелких складок, флексурных перегибах и на периклинальных окончаниях. Наиболее распространенные контролирующие структуры — трещины, возникшие при формировании отдельных складок (в сводовых и присводовых частях). Они контролируют размещение 85 % кварцевых тел в пределах района. В эту группу входят жилы, расположенные в зонах межпластовых смятий и полостях отслоения (согласные), жилы в продольных трещинах скола и оперяющих их трещинах отрыва (секущие), жилы и жильные зоны в мелких разрывах и полях трещиноватости (штокверкоподобные и сложные жилы). Согласно жилы характеризуются простой морфологией. Мощность их от 1,0 до 4,0, редко до 6,0 м, длина от первых десятков до 300, максимум до 800 м (проявление Подкова). Секущие жилы имеют мощность 1,5–2,0, редко до 10 м, длина колеблется от 30–100 до 600 м, достигая максимального значения на проявлении Огоньор (II-2-3) — 1550 м. Мощность прожилков и жил штокверкоподобных залежей от 0,1 до 0,5 м, длина — 10–17 м, залежи характеризуются большой мощностью (30–40 м) и протяженностью в сотни метров.

Представителями согласных пластовых жил являются месторождения Босувчан-I (I-2-35), Подкова (II-2-2) и проявления I-2-42, Сетачан (I-2-43), I-2-44; II-2-1, Оттуктаах (II-3-13), Кристалл (IV-3-3); Каскад (IV-3-6).

Месторождение Босувчан-I расположено на правом берегу р. Судяндахан в пределах Куоландинской антиклинали. Оно приурочено к зоне межпластового нарушения на контакте песчаников и алевролитов былькатской свиты нижнего карбона. В зоне длиной 370–380 м (аз. пад. 240° – 280° \angle 18° – 45°) отмечена серия согласных жил мощностью 1,5–2 м (в разрывах до 5 м), сложенных молочно-белым средне- и крупнокристаллическим кварцем. В жилах присутствуют карбонат, серицит, хлорит, гипс, из рудных — очень редко галенит, пирит, халькопирит. Вскрыто семь полостей трубообразной формы, выполненных глинистым материалом, дресвой, дымчатыми кристаллами горного хрусталя длиной до 7–22 см, в среднем 2–10 см. Извлечено 250 кг кристаллов, из которых получено 3,735 кг моноблоков пьезокварца. Запасы по категории C₂ на 1.10.1966 г. составляли 58,3 кг моноблоков. Месторождение малое непромышленное [72, 20ф].

Ко второму морфологическому типу относятся месторождения Арангас (I-2-2), Верхнее-III (I-2-31), Касалин (I-2-36), Собопольское (II-2-13), проявления Оданюхан (I-2-1), I-2-12, I-2-13, Визир (I-2-25), Олбор (I-2-29), I-2-42, I-3-7, Огоньор (II-2-3), Подкова (II-2-2), Сулда-Тэкээкит (II-3-6).

Месторождение Касалин расположено в верховьях р. Судяндахан и приурочено к осевой части Имтачанской флексуры, сложенной алевролитами и песчаниками суорганской свиты. Отмечены две сложные диагонально-секущие кварцевые жилы (аз. пад. 110° \angle 30° – 80°), средняя мощность которых составляет 3–8 м, протяженность до 260 м. Жилы приурочены к контакту песчаников и алевролитов, состоят из молочно-белого сливного и шестоватого кварца. В одной из жил вскрыты мелкие остаточные полости, местами с наложенной минерализацией. Полости объемом от 0,1 до 3 м³ выполнены кварцевой сыпучкой и обломками кристаллов. Разработано 38 полостей. Размер кристаллов горного хрусталя по L₃ — 8–12 см, по L₂ — 4–6 см. Габитус призматический. Дефекты кристаллов: бразильские двойники, трещины, газово-жидкие включения. Из 670 м³ жильной массы получено 3,615 кг моноблоков пьезосырья и 1090 кг сырья для плавки. Запасы

по категории C_2 (на глубину 20 м) составляют 391 кг моноблоков, сырья для спецплавки I сорта — 1,6 т, II сорта — 10,36 т, для плавки — 9,81 т. По запасам сырья месторождение относится к средним промышленным. За-консервировано [72, 20ф].

Месторождение Верхний-III (I-2-31) расположено на водоразделе руч. Сухандя и его левого притока, в осевой части Куоландинской мегантиклина-ли, сложенной песчаниками былькатской свиты. Представлено хруста-леносной жилой (аз. пад. $320^\circ \angle 30^\circ$), мощностью 3,5–4 м, в раздувах до 8 м, протяженностью 120 м, выполненной кварцем крупнозернистым, шесто-ватым, местами друзовидным, ожелезненным [72, 20ф]. Минеральный со-став жилы: кварц, карбонат, хлорит. Выявлено восемь полостей объемом от 0,3 до 5 м³. Кристаллы прозрачные и раухтопазы размером по L_2 — 5–7 см, по L_3 — 20–25 см. Габитус гексагональный, реже тригональный. Дефекты кристаллов: дофинейские двойники, трещиноватость и ожелезнение по трещинам, газовой-жидкие включения. Из жилы добыто 7,7 кг моноблоков пьезокварца и 580 кг сырья для плавки. На 1.01.1967 г. запасы по категории C_2 составляли: моноблоков — 44,8 кг, сырья для спецплавки I сорта — 6,2 т, II сорта — 4,5 т, для плавки — 5,8 т. Месторождение мелкое непромышлен-ное, для кристаллосырья — забалансовое, но с балансовыми запасами сы-рья для плавки [72, 20ф].

Представителями третьего морфологического типа хрусталеносных объектов (штокверкоподобные залежи и сложные жилы) являются место-рождение Нижний (I-2-32) и проявления Удобное (I-1-4), I-2-19, Погра-ничное (I-2-23), V-5-20, V-5-21.

Месторождение Нижний расположено на правобережном водоразделе руч. Дектенде, приурочено к крылу небольшой антиклинальной складки, осложняющей Куоландинскую антиклиналь. В пачке переслаивания пес-чаников и алевролитов былькатской свиты (аз. пад. $250^\circ \angle 10^\circ$) наблюдает-ся серия сложных жил мощностью 1,5–2 м, длиной до 250 м (аз. пад. 100 – $130^\circ \angle 10$ – 15°), выполненных кварцем молочно-белым, светло-бурым круп-но- и гигантокристаллическим. Вскрыто 10 полостей объемом от 0,5 до 3 м³ с обломками кристаллов горного хрусталя. Кристаллы имеют размеры от 5–10 до 25–30 см, трещиноваты, с газовой-жидкими включениями. Из жилы извлечено 4,761 кг моноблоков пьезокварца, 350 кг сырья для плавки. На 1.01.1967 г. запасы по категории C_2 составляют: моноблоков — 31 кг, сырья для спецплавки — 4 т, сырья для плавки — 0,5 т. Месторождение мелкое не-промышленное забалансовое [20ф].

Проявление Удобное расположено на левом берегу р. Сынча, приуро-чено к ядру небольшой антиклинальной складки, сложенной песчаниками и алевролитами сетачанской свиты, осложняющей Куоландинскую анти-клиналь. Проявление представлено сложной жильной зоной, состоящей из штокверкообразных участков и простых жил мощностью 1,5–4 м, ши-рина зоны 50 м, длина 150 м. Жильный кварц молочно-белый сливной, крупнокристаллический и шестоватый. В жилах присутствует карбонат. В раздувах на пересечении жил вскрыты полости размером 0,01–0,35 м³, выполненные глинистым материалом и кристаллами горного хрусталя. Кристаллы прозрачные, полупрозрачные, трещиноватые, с газовой-жидки-ми включениями; размер их по L_3 — 5–15 см, по L_2 — 2–6 см (в остаточных полостях) и по L_3 — 2–10 см, по L_2 — 1–4 см (в полостях растворения). Габит-

тус кристаллов призматический, обелисковидный, тригональный. Попутно с поисками на проявлении извлечено 1,138 кг моноблоков пьезосырья из 1520 м³ горной массы [72, 20ф]. Проявление перспективное.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфориты. На площади известно пять проявлений фосфоритов, сосредоточенных на северо-западе в бассейне р. Сынча (I-1-3) и в центральной части в междуречье р. Дянышка и ее правого притока р. Сагандя (IV-3-13, 20, 21, 22).

В бассейне р. Сынча фосфоритоносность приурочена к базальным слоям (6–12 м) волжского (титонского) яруса, представленным конгломератами и песчаниками с галькой и желваками фосфоритов и фосфоритовидных песчаников. В проявлении I-1-3 фосфориты отмечены в виде тонких линз (мощность 8–10 см, длина 0,2–0,4 м) и горизонтов, залегающих в самом основании верхней юры. В 10 м от подошвы расположены два горизонта мощностью 0,15–0,2 м сросшихся желваков фосфоритов, разделенных полуметровым пластом зеленых глауконитовых песчаников. Форма желваков различна; цементирующие их песчаники (10–75 %) содержат от 9 до 20 % фосфатов, что позволяет отнести их к фосфатосодержащим породам. Фосфориты принадлежат к песчаному типу. По содержанию окиси кальция (19–29 %), фтора (1,84–1,89 %) и CO₂ (2,7–4,5 %) и по отношению их к P₂O₅ фосфориты (по классификации Г. И. Бушинского) принадлежат к группам среднего качества (20,37 %) и бедным (11,35–15,64 %) [72, 20ф].

В междуречье Дянышка–Сагандя фосфоритоносность приурочена к отложениям эчийской серии нижней перми. Фосфоритоносными являются пласты алевролитов и аргиллитов с карбонатным цементом, содержащие марказитовые конкреции и обломки раковин. Мощность пластов от единиц до десятков метров. Содержание фосфата по данным спектрального анализа от 1 до 5 %, что является прямым поисковым признаком [80, 49ф].

Фосфорсодержащие терригенные породы нижней перми и нижней–средней юры на фосфор специально не изучались, в связи с чем обоснованно судить о перспективах фосфоритоносности района нельзя. Судя по имеющимся данным, проведение поисков целесообразно сосредоточить в первую очередь в отложениях волжского яруса в бассейне р. Сынча.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Строительные материалы представлены глинистыми, обломочными породами, гипсами и ангидритами.

Глинистые породы. Китчанское месторождение (VI-1-7) глины (керамзитового сырья) и гравийно-песчаного материала (наполнителя бетона) расположено на правобережье р. Лена и приурочено ко второй надпойменной террасе 16–24-метрового уровня позднечетвертичного возраста (каргинскому и сартанскому горизонтам). Глины и гравий залегают в виде горизонтальной линзы длиной от 400 до 450 м при ширине от 280 до 340 м. Мощность глин 1,7–2,4 м, гравия – 5,6–18,9 м. Химический состав глин

(%): SiO_2 — 66,48–69,86; Al_2O_3 — 14,27–14,74; Fe_2O_3 — 4,2–4,6; CaO — 0,42–1,63; MgO — 1,45–1,89; SO_3 — 0,06; п.п.п. — 5,1–5,5. Число пластичности 6,3 %. Влажность формовочная 20,4–26,2 %.

Гравий представлен плотными песчаниками и кварцем, окатанность обломков средняя и хорошая. По морозостойкости он относится к марке ГОСТ 6426-5219 (для кладочных и штукатурных растворов). Гравий характеризуется температурой вспучивания 1,07–2,32 %; его объемная масса 1,39–1,4 г/см³, плотность 2,58–2,61 г/см³, водопоглощение 1,82–2,16 %, показатель пустотности 44,4–45,5 %. Потери в массе песка на 100 циклов замораживания 2–3 %, объемная масса песка 1,34–1,49 г/см³, плотность его 2,51–2,68 г/см³. Гравий и песок могут быть использованы в качестве наполнителя бетона марок 150 и 200. При температуре 1240 °С брикеты оплавляются.

Запасы глины составляют по категориям А + В + С₁ — 94 тыс. м³; гравийно-песчаных материалов: А + В — 264 тыс. м³, С₁ — 449 тыс. м³. Сырье употребляется в строительстве пос. Промышленный. Месторождение малое по запасам, в настоящее время находится в резерве [15ф].

Малое месторождение суглинка и супеси (кирпично-черепичное сырье) Промышленное (VI-1-12) расположено на правом берегу р. Виллой в 0,3 км на юго-восток от пос. Промышленный. Приурочено к отложениям первой надпойменной террасы позднечетвертичного—современного возраста. Продуктивный пласт подстилается мелко- и тонкозернистыми песками. Длина участка месторождения 900 м при средней ширине 450 м, мощность пласта 0,9–2,0 м (средняя 1,3 м). Химический состав суглинков (%): SiO_2 — 65,04–69,19; Al_2O_3 — 13,91–14,74; Fe_2O_3 — 3,68–4,71; CaO — 2,07–3,23; MgO — 1,13–3,3; SO_3 — 0,06; п.п.п. — 3,0–5,24. Число пластичности 1,1–26,4, влажность формовочная 21,2–23,7 %, усадка воздушная 2,1–3,8 %, огневая 0,4–0,9 %, полная 1,7–2,9 %. Предел прочности обожженных образцов равен 65–123 кг/см², водопоглощение 15,5–19,3 %. После 15 циклов замораживания с последующим оттаиванием не разрушается. Согласно ГОСТ 530-54 сырье данного месторождения пригодно для производства кирпича марок 100, 75, 50. Запасы суглинка и супеси утверждены ТКЗ, ГКЗ по категориям А + В + С₁ в количестве 362 тыс. м³ [15ф].

Обломочные породы. Санга-Кюэльское (VI-1-15) промышленное, среднее по запасам месторождение песка (наполнителя бетона) расположено на правобережье р. Виллой, приурочено к озерно-аллювиальным пескам средне-позднечетвертичного возраста. Полная мощность аллювия составляет 13 м в полосе длиной 1000 м и шириной от 50 до 280 м. Мощность продуктивного слоя 0,7–5,1 м, глубина до кровли 2 м. В минеральном составе песков преобладают калиевые полевые шпаты (90 %), плагиоклазы — 4 %, биотит и хлорит — 1,4–1,9 %. Тяжелая фракция состоит (%) из рудных (ильменит и магнетит) — 78, роговой обманки — 45, пироксенов — 5,2–7,6, граната — 6,9–9,0. Химический состав песка (%): SiO_2 — 70,9–80,26; Al_2O_3 — 8,28–12,32; Fe_2O_3 — 2,27–6,59; CaO — 1,26–2,78; MgO — 0,12–1,21; CaO_3 — 0,07–0,03. Объемная масса 1,46–1,51 г/см³, плотность 2,52–2,68 г/см³, показатель плотности 43 %, глинистость и пылевидность 1,5–10,4 %, содержание сернистых соединений 0,07 %. Пески удовлетворяют требованиям ГОСТ 6426-52 для кладочных и штукатурных растворов, как мелкий запол-

нитель для бетона марки 140. Запасы утверждены в 1964 г.: песка по категории А + В — 408 тыс. м³ и по категории С₁ — 101 тыс. м³ [15ф].

Месторождение песчаника Собо-Хаинское (VI-1-11) расположено на правом берегу р. Виллой в 7 км ниже пос. Промышленный. Продуктивный пласт представлен песчаником раннемелового возраста протяженностью 540 м, при средней мощности 2,4 м. Минеральный состав песчаника (%): кварц — 2,3–30, полевые шпаты — 37–48, слюда — 3 с карбонатным цементом — 25–35. Химический состав песчаника (%): SiO₂ — 34,6–71,32; Al₂O₃ 7,65–20,05; Fe₂O₃ — 1,68–4,37; CaO — 0,7–31,8; MgO — 1,04–1,93; SO₃ — 0,06. Объемная масса 2,41–2,53 г/см³, плотность 2,67–2,72 г/см³, пористость истинная 6,3–10,0 %, водопоглощение 1,6–2,9 %, сопротивление удару 6–7, предел прочности при сжатии — 253–653 (средняя 596 кг/см³), потери в массе 0,6–13 %. Сырье удовлетворяет требованиям ГОСТ 8267-56 и пригоден для производства щебня марок 400–600. Месторождение малое по запасам, используется для нужд местной промышленности Кобяйского района. Запасы по категории А + В + С составляют 22 тыс. м³ [15ф].

Гипс и ангидрит. На площади известно три проявления, сходных по строению и однообразных по составу. Проявление (III-1-3) расположено в верховьях р. Буорсалыр-Тарына в поле развития пород нерской свиты. Представляет собой крупное штокверкообразное тело (0,7 × 1,4 км) гипсоангидритовых пород, прорывающих песчано-глинистые отложения. Породы серовато-белые, иногда с голубоватым оттенком. Основные минералы — гипс, ангидрит; второстепенные — халькопирит, доломит, кварц, кальцит. Химический состав (%): H₂O — 1,21; п.п.п. — 12,14; SiO₂ — 6,52; CaO — 32,37; MgO — 0,16; SO₃ — 46,10; P₂O₅ — 1,5. Порода является переходной разностью между гипсом и ангидритом, содержание гипса в ней составляет 64,06 %, ангидрита — 27,62 %. Химический состав отвечает требованиям ГОСТ 4013-48 на камень гипсовый для производства вяжущих веществ.

Аналогичны по составу проявления III-2-2 и III-2-4. Первое расположено на левобережье р. Ундюлюнг, где выходы гипс-ангидритовых тел прослеживаются на протяжении 1,4 км при видимой мощности от 30 до 110 м; второе находится на левобережье р. Дябля, в поле развития пород нерской свиты, прослежено в обнажении на 100 м, высота выходов 20 м [77, 3ф].

Хотя запасы сырья на данных участках не позволяют отнести их к месторождениям, перспективы региона на это полезное ископаемое благоприятны, так как гипсоангидритовые диапиры известны в целом ряде точек в приосевой части и на западном склоне Верхоянского хребта (бассейны рек Собопол, Ундюлюнг и др.). В северном направлении масштабы диапировых структур увеличиваются и возможно обнаружение крупных тел.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Минералогия района исследований определяется приуроченностью его к зоне сочленения Верхояно-Колымской складчатой области мезозойского возраста со структурами Сибирской платформы. Наличие и распределение во времени и пространстве охарактеризованных выше видов минерального сырья в регионе связано с особенностями его геологической истории и, прежде всего, ходом тектонического (геодинамического) развития, составом формировавшихся осадочных комплексов и характером магматических процессов.

В формировании месторождений полезных ископаемых изученной территории выделяются три основные эпохи: позднепалеозойская, позднемезозойская и кайнозойская.

Позднепалеозойская эпоха на большей части района связана с дрифтовой стадией развития Оймяконского океана, на западном борту которого в условиях пассивной окраины формировались мощные призматерригенных (песчано-глинисто-алевритовых) осадков, постепенно проградировавшихся в восточном направлении. В западной и юго-западной частях района (Западно-Орулганская, Тукуланская СФЗ) осадконакопление осуществлялось главным образом в прибрежно-континентальных, мелководно-морских условиях внутреннего шельфа, аванделты, в центральной и восточной (Куранах-Барайынская, Центрально-Орулганская СФЗ) — преимущественно в глубоководных частях палеобассейна (внешнего шельфа, континентального склона). В последних по зонам растяжения и повышенной проницаемости, унаследованных от девонских рифтогенных структур (Центрально-Верхоянский глубинный разлом, Восточно-Верхоянская система глубинных разломов), на дно бассейна поступали растворы, обогащенные рудогенными элементами и серой. Это обусловило формирование углеродистых терригенных рудоматеринских толщ нижнего—верхнего карбона в Куранах-Барайынской СФЗ (серджахской, чочимбальской, имтанджинской, солончанской, кыгылтасской свит), отличавшихся повышенными фоновой золотоносностью и содержаниями Co, Ni, Cu, Pb, Zn, Ag, As, обычно превышающими их кларковые значения в 2–10 раз. Толщи включали рассеянную вкрапленность гидротермально-осадочных сульфидов (преимущественно пирита, мышьяковистого пирита), в которых количество благородных и рудогенных элементов составляло (в среднем, г/т): Au — 1,14, Ag — 12,5, Co — 190, Ni — 250, Cu — 254, Pb — 956, Zn — 409, As — 1467. Практически отсутствовали или в незначительном объеме отмечены Mo, Bi, W, Sn, V, Cr. Не исключено, что близкие по составу и строению одновоз-

Запасы и ресурсный потенциал территории листа Q-52 по основным видам минерального сырья

Минералогический объект	Вид полезного ископаемого	Единицы измерения прогнозных ресурсов	Запасы		Запасы, учтенные балансом, и прогнозные ресурсы, учтенные Сводкой ресурсов Госкомгеологии РС (Я) на 1.01.2006 г.					Прогнозные ресурсы, предлагаемые к учету (расчитанные ОАО «Янгеология» на 1.01.2006 г. и предлагаемые составителями)			Суммарный ресурсный потенциал			
			A + B + C	Забалансовые	C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃	
Сибирская минералогическая провинция																
1	Приверхоанская нефтегазоносная область															
1.2	Усть-Вилуйский газonosный район	Газ горючий	млн м ³	762 (сняты с балансового учета)												
2	Ленский угольный бассейн															
2.2	Сангарский угольный район	Уголь каменный	млн т	1036	108	(сняты с балансового учета)										
Верхояно-Колымская минералогическая провинция																
3	Западно-Верхоянская МЗ															
3.1	Орулганский РР															
3.1.2	Сынчинский прогнозируемый РУ	Свинец	тыс. т							120					120	
		Цинк	тыс. т							120					120	
		Серебро	т							1800					1800	
3.1.4	Куоландинский РУ	Свинец	тыс. т				107	214					107	214		
		Цинк	тыс. т				125	250					125	250		
3.2	Дянышкинский прогнозируемый РР															
3.2.2	Эмчечинский прогнозируемый РУ	Свинец	тыс. т							880		4,4		4,4	880	
		Цинк	тыс. т									24		24		
3.3	Куранахский РР															
3.3.1	Кимпиче-Берелехский РУ	Серебро	т							600	1528	2791	4168	1528	2791	4768
		Мель	тыс. т										108		108	
3.3.2	Быйыттахский прогнозируемый РУ	Серебро	т								282	302	1706	282	302	1706
		Олово	тыс. т										5		5	
3.3.3	Верхне-Эчийский РУ	Свинец	тыс. т									15		15		
		Цинк	тыс. т													
		Золото	т									0,7		0,7		
		Серебро	т									967	230	967	230	
		Олово	тыс. т			2,75							22		22	
3.3.4	Ньюктоминский РУ	Золото	т								36,3	41,1	63	36,3	41,1	63
		Серебро	т						4300				2045		4300	2045
		Золото россыпное	т			0,112	0,271									
		Свинец	тыс. т							32					32	
		Цинк	тыс. т							11					11	
3.3.5	Аркачанский РУ															
3.3.6	Эндыбальская РЗ	Свинец	тыс. т				6,3	50	83				100	50	83	100
		Цинк	тыс. т					706				887	338	706	887	338
		Серебро	т						284	9130	8133			120	9130	8133
3.3.7	Баяндинский прогнозируемый РУ															
3.3.8	Балбукский РУ	Свинец	тыс. т		5											
		Серебро	т		40											
4	Омолойская МЗ															
4.0.1	Токурский прогнозируемый РУ	Свинец	тыс. т									58	226,4	58	226,4	
		Цинк	тыс. т									15,4	136,5	15,4	136,5	
		Серебро	т							600					600	
5	Дулгалах-Брюнгадинская МЗ															
5.1	Улагинско-Билляхский РР															
5.1.1	Екюччю-Беккемский РУ															
5.1.4	Бетюгенская прогнозируемая РЗ															
5.1.5	Улагинский прогнозируемый РУ	Ртуть	тыс. т											0,23	0,47	
		Сурьма	тыс. т												10	
5.2.1	Холболохский РУ															
5.0.1	Эчийско-Билляхская прогнозируемая РЗ	Свинец	тыс. т							1,73	32,8	221,6		1,73	32,8	221,6
		Цинк	тыс. т									13,3	34,3		13,3	34,3
		Серебро	т									1170	304	673	304	673
Проявление Ньюэле (вне РУ)	Свинец	тыс. т										50			50	
	Цинк	тыс. т										75			75	
	Серебро	т										250			250	
6	Яно-Адычанская МЗ															
6.1	Яно-Борулахский РР															
6.1.1	Меникенский прогнозируемый РУ	Свинец	тыс. т							190				190		
		Цинк	тыс. т							50				50		
		Серебро	т									2798			2798	
6.2	Тирехтяхский РР															
6.2.1	Аномальный оловорудно-россыпной узел	Олово	тыс. т								53,23				53,23	
		Олово россыпное	т	290	308			814						814		
6.2.2	Мой-Юряхский прогнозируемый узел	Свинец	тыс. т							112	40			112	40	
		Серебро	т							415				415		
6.2.3	Тарыннахский прогнозируемый РУ	Золото	т										156		156	
		Серебро	т										8424		8424	

растные образования Центрально-Орулганской СФЗ (былыкатская, сетачанская, юпенчинская, суорганская, халданская свиты), развивавшиеся в сходных геодинамических условиях, также были обогащены аналогичными элементами. Так, в бассейне рек Сынча и Джарджан в юпенчинской свите присутствуют пачки пиритизированных алевролитов, в прожилках пирита которых отмечены содержания золота [119].

Приведенные данные свидетельствуют в пользу нижнекорово-мантийного происхождения рудоносных растворов, что подтверждается исследованием изотопного состава серы пиритов из каменноугольных серджахской и чочимбальской свит междуречья Дяньшки и Ньюктоме. Полученные величины ^{34}S составили $-1,1$, $-1,6$, $-0,2$, $-4,5$, $-2,0$, $+0,7$, а для пиритов из околожильных зон золото-полиметаллических пластовых тел (руч. Чочимбал) $+1,3$ и $+2,5$ промилле. Близкий интервал изменчивости изотопного состава серы (от $-3,86$ до $+1,22$ промилле), по данным Г. Н. Гамянина, характерен для пиритов из зон сульфидизации вмещающих пород месторождения Аркачан. По всей вероятности, поступление металлов с гидротермальными подводными растворами происходило пульсационно, в разные периоды накопления позднепалеозойских углеродисто-терригенных толщ. При этом уровни синхронного накопления металлов смещались от центральных районов (карбон) в восточные (пермь в Сартангском синклинии). Перечисленные рудоматеринские осадочные комплексы изначально определили преимущественно благороднометалльно-полиметаллическую специализацию центральных районов рассматриваемой территории и впоследствии, при развитии коллизионного магматизма, стали важным источником металлов для развития золоторудной, серебро-полиметаллической и свинцово-цинковой минерализации. Некоторые исследователи отводят им более главную роль и считают, что формировавшиеся в данную эпоху металлоносные осадки содержали рудные элементы (в частности, серебро) в промышленных или близких к таковым концентрациях [143].

Минерагеническая зональность в позднепалеозойскую (доаккреционную, доколлизионную) эпоху может быть охарактеризована в самых общих чертах: рассматриваемая территория входила в состав Верхояно-Колымской минерагенической провинции. Размещение в осадочных комплексах сингенетичной сульфидной вкрапленности, содержащей в повышенных количествах благородные металлы, носило в целом слабоконтрастный характер; поэтому более мелкие металлогенические таксоны при данной степени изученности позднепалеозойской минерализации пока не установлены. Имеющиеся в литературе сведения о формировании в эту эпоху Западно-Верхоянской металлогенической зоны, в состав которой включены считающиеся близсинхронными вмещающим отложениям верхнего карбона Мангазейская группа месторождений серебра и золото-серебряное проявление Кысылтас [242], отражают авторскую точку зрения и, несмотря на ее привлекательность, не разделяются большинством исследователей региона. Скорее всего возникновение этих объектов, как скоплений руд с промышленными содержаниями, было тесно увязано с процессами позднепалеозойского гранитоидного магматизма, игравшими роль как поставщика рудогенных элементов, так и источника энергии, определившего мобилизацию полезных компонентов (серебра, полиметаллов) из вмещающих рудоматеринских толщ. Тем не менее, исключить возможность фор-

мирования в рассматриваемую эпоху сингенетических руд с промышленными параметрами нельзя. Расчеты показывают, что в рудоматеринских каменноугольных толщах Куранахского антиклинория в 1 км³ породы, включающей всего 0,1 % сульфидов с удельным весом 5 т/м³, средним содержанием Au — 1,14 г/т и Ag — 12,5 г/т, количество благородных металлов составляло соответственно 5,7 т и 62,5 т. Реальные же объемы сингенетических сульфидов в породах нередко оказываются гораздо большими. Конечно, эти подсчеты имеют приближенный характер и могут сильно варьировать, но они подтверждают мнение многих металлогенистов о весьма существенной, если не ведущей, роли в формировании месторождений полезных ископаемых вмещающих осадочных толщ, обогащенных теми или иными полезными компонентами [67, 143]. С учетом этих данных металлогеническая значимость позднепалеозойской эпохи для изученного района может рассматриваться как базовая, изначально подготовившая ее благороднометалльно-полиметаллический профиль.

Позднемезозойская эпоха явилась главной для формирования минерогенического облика территории. Процессы коллизии создали структуру Верхояно-Черского орогенного пояса, определили его интенсивный гранитоидный магматизм и связанные с ним гидротермальную деятельность, образование многих проявлений олова, вольфрама, молибдена, мышьяка, полиметаллов и большинства месторождений золота, серебра, свинца, цинка. Эти же процессы обусловили накопление в краевой части Сибирской платформы позднеюрских и меловых угленосных молассовых толщ, а также формирование купольных нефтегазоносных структур.

По видам полезных ископаемых и условиям их образования изученная территория входила в состав Сибирской (Лено-Вилуйской) и Верхояно-Колымской провинций.

В Сибирской (Лено-Вилуйской) провинции выделяются Приверхоянская нефтегазоносная область и Ленский угленосный бассейн, территориально отвечающие Приверхоянскому краевому прогибу. В пределах изученной территории оба региона представлены своей небольшой частью.

Приверхоянская нефтегазоносная область (1УВ/Т₃—К₁), входящая в Лено-Вилуйскую нефтегазоносную провинцию, выполнена мезозойскими терригенными морскими, прибрежно-морскими, континентальными угленосными комплексами, формировавшимися в условиях пассивной континентальной окраины и краевого прогиба. Продуктивными на газ и нефть являются верхнетриасово-нижнеюрские (дыабдинская серия) и средне-верхнеюрские (чечумская серия) отложения, которые перекрыты или включают регионально выдержанные существенно глинистые экраны (сунтарская, марыкчанская свиты). В нижнемеловых отложениях краевого прогиба достаточно мощные и выдержанные по площади экранирующие толщи отсутствуют, но небольшая газовая залежь в отложениях этого возраста обнаружена на соседней с запада территории (Бадаранское месторождение).

Промышленная газоносность установлена в Усть-Вилуйском районе (1.2 УВ), где выявлены Усть-Вилуйское и Собо-Хаинское месторождения. В последнем из верхнеюрских отложений получены непромышленные притоки нефти [242]. Оба месторождения размещены перед фронтом зоны форланда Верхояно-Черского орогенного пояса и приурочены к брахиантиклиналям, осложненным небольшими по амплитуде надвигами [242].

Близкое по строению проявление расположено северо-восточнее упомянутых месторождений, в краевой части Китчанского нефтегазоносного района (1.1 УВ). Здесь из скважин, вскрывших верхнетриасово-нижнеюрские и верхнеюрские толщи, получены притоки минерализованных хлорит-кальциевых вод и углеводородного газа, имеющего нефтяную природу [58].

В целом, структуру Китчанского района определяют чешуйчатые надвиги, развившиеся вдоль пластичных, существенно алевролит-аргиллитовых горизонтов, что позволяет предполагать присутствие здесь ловушек неантиклинального типа и наличие тектонически экранированных залежей нефти и газа. В границах исследованной территории Усть-Вилуйский и Китчанский районы представляются наиболее перспективными на поиски газа и нефти.

Перспективы Линденского (1.4 УВ) и Лунгхинско-Келинского (1.3 УВ) районов, в целом территориально отвечающих одноименным впадинам Приверхоянского прогиба, менее определены. Они связаны с развитием в их пределах продуктивных нефтегазоносных уровней (верхнетриасово-нижнеюрского, верхнеюрского), экранированных глинистыми нижне-среднеюрской (сунтарская свита) и верхнеюрской (марыкчанская свита) покрывками, а также наличием ряда куполовидных структур, благоприятных для локализации залежей углеводородного сырья. Геологически и геофизически эти районы изучены недостаточно. Кроме того, не исключено присутствие нефтегазоносных залежей в более глубоких горизонтах, в верхнепермских и нижнетриасовых отложениях, недостигнутых скважинами глубокого бурения. На прилегающих с запада районах Вилуйской синеклизы (Вилуйская нефтегазоносная область) эти уровни являются продуктивными. Они перекрыты нижнетриасовым (неджелинская свита) и оленекским (мономская свита) региональными экранами [242], которые широко развиты на исследованной территории. Возможно, с одним из таких уровней связаны отмеченные в проявлении Китчанского района сильно пахнущие бензином газовыделения из песчаников нижнего триаса [58].

Ленский угленосный бассейн (2 УК/ J_{2-3} — K_1) сложен континентальными молассовыми толщами средней—верхней юры (соболохская, чечумская серии) и нижнего мела, образующими ряд крупных впадин в Приверхоянском прогибе. Суммарная их мощность варьирует от 3400 до 5100 м. Наиболее продуктивны нижнемеловые отложения, мощность которых составляет 2800—4400 м. Они представлены чередующимися в разрезе угленосными (батылхская, хатырыкская, сайатинская, кюсюрская, булунская, джарджанская свиты) и безугольными либо слабоугленосными (эксеняхская, чонкогорская, бахская, менгкеринская свиты) горизонтами. По степени угленасыщенности продуктивных толщ и особенностям структуры в данной части Ленского бассейна выделяются Жиганский (2.1 УК), Нижнеалданский (2.3 УК) и Сангарский (2.2 УК) угленосные районы [57]. Последний расположен почти полностью на рассматриваемой территории и включает большинство выявленных месторождений угля; он же, учитывая наличие здесь крупной водной артерии (р. Лена), обладает наибольшими перспективами угледобычи. В Сангарском районе выделяются Нижневилуйская (2.2.1 УК), Нижнеляпискинская (2.2.2 УК), Верхнеляпискинская (2.2.3 УК) и Чочумская (2.2.4 УК) угленосные площади, границы которых отвечают наиболее прогнутым участкам позднемезозойских впадин. Боль-

шая часть Жиганского и Нижнеалданского районов размещена за пределами территории листа. Фрагменты их, примыкающие к складчатым структурам Верхояно-Черского пояса, вследствие незначительного развития здесь на поверхности нижнемеловых толщ имеют ограниченные перспективы угледобычи.

Большая часть территории листа входит в состав Верхояно-Колымской провинции. Здесь установлены месторождения и проявления золота, серебра, свинца и цинка, меди, ртути, сурьмы, олова, мышьяка, вольфрама, молибдена. Наиболее крупными из них, экономически важными и инвестиционно привлекательными являются разнообразные по формационной принадлежности проявления золота и серебра. Территория характеризуется весьма сложным строением и наличием двух систем минерагенических зон: продольной, совпадающей, в целом, с простиранием основных структурных элементов Верхояно-Черского орогенного пояса, и поперечной, имеющей северо-восточную ориентировку. Формирование продольной системы было длительным, определялось особенностями глубинного строения региона, развитием в фундаменте и перекрывающих образованиях субмеридиональных долгоживущих разломов рифтогенного типа, характером и геодинамическими условиями осадконакопления, разнообразным и достаточно продолжительным магматизмом, связанным, в первую очередь, с погребенным Западно-Верхоянским поясом гранитоидов. К этой системе приурочена основная золото- и сереборудная минерализация, а также ртутная, сурьмяная и, возможно, меднорудная. Развитие поперечной системы носило более кратковременный характер и было обусловлено проявлениями мелового гранитоидного магматизма, охватившего узкие зоны в восточной части рассматриваемой территории (Сартангский синклиорий). Для поперечной системы свойственна преимущественная специализация на олово. Проявления свинца, цинка, мышьяка, вольфрама и молибдена не обнаруживают четкой приуроченности к той или иной минерагенической системе.

Продольная система включает три минерагенические зоны: Западно-Верхоянскую, Омолойскую и Дулгалах-Брюнгадинскую.

Западно-Верхоянская полиметаллическо-золото-сереборудная зона (3Ag, Au, Pb, Zn/C—P; J₃—K) охватывает центральную часть листа, протягиваясь через всю территорию в виде выпуклой на запад дуги шириной до 180 км. В современном структурном плане она отвечает зонам форланда и дуплекс-антиклинориев Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Границы ее в целом совпадают с крупными разломами консолидированной коры — Западно- и Восточно-Верхоянским.

Основными факторами, определившими границы и металлогенический профиль рассматриваемой зоны, являются особенности ее глубинного строения, характер осадконакопления, наличие погребенного Западно-Верхоянского пояса позднемезозойских гранитоидов. Глубинное строение определяется развитием в консолидированной коре трехлучевой среднепалеозойской рифтовой системы, состоящей из ряда грабенов (Верхоянский, Дербекинский, Вилуйский) и поднятий (Джарджанское, Якутское, Эчийское), разделенных крупными продольными и поперечными разломами. В позднем палеозое эти разломы имели конседиментационный характер и служили проводниками для флюидов, обогативших полезными компонентами накапливавшиеся здесь в условиях пассивной окраины тер-

ригенно-углеродистые осадки. Большинство позднемезозойских гранитоидов пояса локализовано в наиболее прогнутой части рифтовой системы. Перечисленные факторы играли важную роль в размещении и металлогенической специализации рудных районов в Западно-Верхоянской зоне.

Западно-Верхоянская минерагеническая зона состоит из Орулганского серебро-золото-полиметаллическо-хрусталеносного, Куранахского полиметаллическо-золото-сереборудного районов и Дянышкинского прогнозируемого золото-полиметаллическорудного района.

Облик Орулганского серебро-золото-полиметаллическо-хрусталеносного (3.1 q, Pb, Zn (Au, Ag) района определяют месторождения и многочисленные проявления пьезоэлектрического кварца, формирующие согласные и секущие жилы в толщах переслаивания песчаников и алевролитов каменноугольного возраста. Основным фактором их контроля является структурный: подавляющее количество жил приурочено к сводам крупных антиклиналей, изгибам их шарниров или крутым крыльям флексур, к участкам широкого развития межпластовых и разноориентированных секущих трещин. Обособляются два узла с преимущественным развитием хрусталеносных жил – Севосиликитский (3.1.1q) и Куоландинский (3.1.4 q, Pb, Zn) и одна хрусталеносная зона – Верхне-Соболохская (3.1.5 q, Pb, Zn). Верхне-Соболохская зона и Куоландинский узел несут также полиметаллическую минерализацию (свинцово-цинковая жильная формация). В последнем наиболее перспективна Куоландинская группа проявлений свинца и цинка, суммарные ресурсы которых по категориям $P_1 + P_2$ составляют соответственно 321 и 375 тыс. т. Это позволяет предполагать возможность наличия здесь месторождения среднего масштаба. В бассейне р. Сынча прогнозируются Сынчинский полиметаллическо-сереборудный (3.1.2 Ag, Pb, Zn) и Сылыгырканский золото-серебро-полиметаллическорудный узлы (3.1.3 Pb, Zn, Ag, Au), с которыми связаны проявления серебро-полиметаллической березитовой, золото-кварцевой малосульфидной и, возможно, золото-полиметаллической березитовой формаций. Пространственно рудные узлы контролируются глубокопогруженными интрузиями гранитоидов, фиксируемыми геофизическими методами. Наибольшими перспективами на серебро обладает Сынчинский ПРУ с ресурсами по категории P_3 в 1800 т.

Дянышкинский прогнозируемый золото-полиметаллическорудный район (3.2 Pb, Zn, Au) включает многочисленные, но обычно мелкие секущие жилы золото-кварцевой малосульфидной и свинцово-цинковой жильной формаций. В его пределах выделен Демунджинский узел (3.2.1 Pb, Zn, Au) с золоторудным проявлением Олячи и Эмчечинский (3.2.2 Pb, Zn, Au) узел с существенно свинцовым проявлением Галенитовое, цинковым проявлением Куст и золотым проявлением Галочка. Все объекты изучены слабо. Несмотря на широкое развитие в границах района рудоматеринских каменноугольных толщ, ограниченное развитие гранитоидных интрузий не позволяет высоко оценить его перспективы на золотое оруденение. Ресурсы золоторудного проявления Олячи, расположенного вблизи субширотной зоны глубокопогребенных гранитоидных интрузий, могут быть увеличены до малого месторождения, проявления Галенитовое – до среднего. Ресурсы свинца в пределах Эмчечинского ПРУ оцениваются в 884,4 тыс. т (P_2 – 4,4 тыс. т, P_3 – 880 тыс. т), цинка – в 24 тыс. т (по P_2).

Куранахский полиметаллическо-золото-сереброрудный район (3.3 Ag, Au, Pb, Zn) протягивается в субмеридиональном направлении на 280 км, при ширине от 40 до 60–65 км. Этот район является наиболее сложным и насыщенным полезными ископаемыми. Здесь установлены месторождения и многочисленные проявления серебра, золота, олова, полиметаллов и др. Территориально район приурочен к ядру и восточному склону Куранахского антиклинория, выполненным терригенно-углеродистыми толщами карбона и перми. Отложения смяты в протяженные, линейного типа, складки коробчатой или арочной формы, осложнены многочисленными мелкими дислокациями и разрывными нарушениями как продольными (взбросы, взбросо-сдвиги, надвиги), так и поперечными (сдвиги). В размещении рудных узлов и рудоносных зон, формировании их металлогенического профиля основную роль играли следующие факторы: система длительно развивавшихся разноориентированных разломов и участки их пересечения, глубина становления гранитоидных массивов, элементы структуры консолидированной коры. Последние определили локализацию наиболее рудоносных и перспективных узлов и зон в области стыка лучей среднепалеозойской рифтовой системы, отличающейся сложным и дифференцированным строением. Эта область охватывает территорию Эчийского погребенного поднятия и прилегающие к нему районы Верхоянской и Дербекинской впадины.

Куранахский рудный район объединяет известные Аркачанский золоторудный (3.3.5 Au), Ньюктоминский полиметаллическо-серебро-золоторудный (3.3.4 Au, Ag, Pb, Zn), Верхне-Эчийский золото-олово-сереброрудный (3.3.3 Ag, Sn, Au), Балбукский свинцоворудный (3.3.8 Pb) узлы, Эндыбальскую полиметаллическо-сереброрудную рудоносную зону (3.3.6 Ag, Pb, Zn), прогнозируемые Быйытахский полиметаллическо-золото-сереброрудный (3.3.2 Ag, Au, Pb, Zn), Кимпиче-Берелехский медно-сереброрудный (3.3.1 Ag, Cu) и Баяндинский медно-серебро-полиметаллический (3.3.7 Pb, Zn, Ag, Cu) рудные узлы. Практически все они располагаются вблизи погребенных массивов гранитоидов или в их надкупольных участках.

Аркачанский узел включает одноименное золоторудное месторождение. Оно локализовано над погребенной интрузией, кровля которой расположена на глубине от 900 до 2400 м [149]. Формационная принадлежность месторождения дискуссионна. В. А. Амузинский [80, 119], Ю. В. Сафонов, В. С. Гриненко и др. [46ф] отнесли его к золото-сульфидной формации (халькопирит-пирит-арсенопиритовый минеральный тип), В. В. Аристов и др. [19] — к золото-кварцевой. А. В. Костин [149] считает месторождение золото-медным, отмечая сходство его минерального состава с некоторыми золото-редкометалльными месторождениями Дербек-Нельгесинской зоны. Г. Н. Гамянин относит к новому висмут-сидерит-полисульфидному типу, несущему в себе черты золото-редкометалльных и касситерит-сульфидных месторождений и связанному с развитием оловоносных рудномагматических систем, становление и эволюция которых происходила на глубинах около 3 км. По данным этого исследователя, минералообразующие флюиды имели преимущественно хлоридный состав с высокой долей газообразной CO_2 . Отложение минералов происходило в диапазоне температур 405–200 °С с повышением температур от верхних уровней к нижним. По максимальным температурам гомогенизации включе-

ний температурный градиент для рудной зоны № 3 составлял 15 °С на 100 м, для рудной зоны № 4 – 18 °С на 100 м. Сложность строения и минерального состава данного объекта, наличие как свободного, так и тонкодисперсного золота, ассоциирующего с сульфидами (пирит, арсенопирит, халькопирит, висмутин), кварцем, сидеритом, многостадийный и, по всей вероятности, многоэтапный характер формирования руд [19, 149], дают основание высказать предположение о его полиформационном (полигенном) происхождении.

Основные перспективы рудного узла связаны с увеличением ресурсов Аркачанского месторождения. Последние по сумме всех категорий $P_1 + P_2 + P_3$ составляют 233 т ($P_1 - 50$ т, $P_2 - 83$ т, $P_3 - 100$ т). Учитывая благоприятные предпосылки для большого вертикального диапазона оруденения (незначительный температурный градиент, свидетельствующий о кристаллизации минералов в относительно глубоких и стабильных физико-химических условиях, крупнозернистый и друзовидный характер минеральных агрегатов, малые вариации изменчивости свойств минералов), недостаточную изученность флангов рудных зон, перспективы расширения ресурсов Аркачанского месторождения достаточно велики. На его базе можно прогнозировать крупное месторождение с преимущественно легкообогатимыми рудами.

В Эндыбальской рудоносной зоне размещена группа месторождений серебро-полиметаллической березитовой формации (Мангазейское, Безымянное, Вертикальное, Нижне-Эндыбальское и др.), которые имеют весьма значительные перспективы роста ресурсов. Положение зоны территориально связано с надкуполовной и апикальной частями позднемезозойского гранитоидного массива и контролируется Восточно-Верхоянским разломом консолидированной коры, трассируемым в осадочных толщах карбона и перми крупными взбросо-сдвигами (Ньюктоминским, Граничным).

На процесс формирования руд имеются две противоположные точки зрения. Согласно одной из них [121], основное серебро-полиметаллическое оруденение Эндыбальской зоны является послегранитоидным и наложено на дайки гранит-порфиоров (куранахский комплекс). Таких же воззрений для серебряного месторождения Прогноз, расположенного восточнее территории листа, придерживаются Г. Н. Гамянин, Е. Ю. Аникина, Н. С. Бортников и др. [57]. Иные представления развиваются в работах А. В. Костина [148, 150, 151]. Наиболее последовательно они изложены в работе [143]. Согласно авторам, выделяются два основных этапа в формировании серебряного оруденения Мангазейской группы месторождений. Время первого этапа приурочено к границе карбона и перми и связано с гидротермальными рудообразующими системами типа современных курильщико-тихоокеанских, имевших выход в акваторию морского бассейна. При этом формировались не только пластовые, но и секущие рудоподводящие жилы. Источниками металлоносных растворов служили магматические очаги, генерировавшие силлы и покровы базальтов. Позднемезозойский этап, связанный с процессами коллизии и гранитообразования, привел к интенсивному преобразованию рудных жил, обогащению некоторых из них полезными компонентами, возникновению зон прожилкования и брекчий с рудным цементом. В течение второго этапа существенных перемещений рудного материала из первичных рудовмещающих пластов не происходило. Наша

точка зрения на процесс образования руд рассматриваемых месторождений в общих чертах была изложена выше. Несмотря на имеющиеся различия в изложенных точках зрения можно констатировать, что формирование серебро-полиметаллической минерализации в регионе было достаточно длительным и, по всей вероятности, неоднократным.

Изученность Эндыбальской рудоносной зоны на территории листа одна из самых высоких. Сумма ресурсов серебра по категориям $P_1 + P_2 + P_3$ составляет здесь 17 383 т, из них $P_1 = 9130$ т, $P_2 = 8133$ т учтены Госкомгеологии РС(Я). Близкие цифры приводят геологи ГУГГП «Янгеология» (17 744 т по $P_1 + P_2$). Общие ресурсы зоны могут превышать 20 000 т, что позволяет отнести объект к разряду уникальных [143, 35ф]. Наиболее перспективными в ее пределах являются месторождения Васильевское, Вертикальное, Стержневое.

Ньюктоминский узел включает Чочимбальское свинцово-цинковое с золотом проявление (золото-полиметаллическая березитовая формация), сопровождаемое небольшими месторождениями россыпей, а также ряд проявлений золото-сульфидно-кварцевой и золото-(мышьяково)-сульфидной вкрапленной формаций. Вблизи Кысыл-Тасского штока гранитоидов размещается проявление молибденовой кварцевой формации, не имеющее практической значимости. Узел локализуется в надкупольной части погребенного гранитоидного массива и в зоне субширотного разлома консолидированной коры, ограничивающего с юга Эчийское погребенное поднятие. Ресурсы Ньюктоминского рудного узла на рудное золото по сумме категорий $P_1 + P_2 + P_3$ составляют 140,4 т ($P_1 = 36,3$ т, $P_2 = 41,1$ т, $P_3 = 63$ т), серебра 6345 т ($P_2 = 4300$ т, $P_3 = 2045$ т). Наибольшие перспективы следует связывать с проявлениями Пентиум-I, II, Позолота (золото-сульфидно-кварцевая формация) и проявлением Красная Горка (золото-(мышьяково)-сульфидная формация). Ресурсы золота категорий $P_1 + P_2$ проявлений Пентиум-I, II составляют 23,8 т, серебра – 1850 т, Позолота – соответственно 35,98 и 1768 т. В опубликованной литературе приводятся цифры общих ресурсов золота для Пентиума-I в 264 т, для Позолоты – 300 т (150). В целом, в Ньюктоминском рудном узле на базе данных проявлений можно прогнозировать месторождения золото-серебряных руд среднего, возможно, крупного масштаба.

В Балбукский рудный узел входит одноименное существенно свинцовое мелкое месторождение и ряд пунктов минерализации, расположенных вблизи или на удалении глубокопогруженного массива гранитоидов. Перспективы прироста ресурсов полиметаллов здесь весьма ограничены.

В Верхне-Эчийском узле расположены мелкие месторождения и перспективные проявления касситерит-сульфидной (Имтанджа, Бочий, Викинг), олово-серебро-полиметаллической, серебро-полиметаллической и золото-полиметаллической (Чергинское рудное поле) формаций. В эндоконтактной зоне Хобойоту-Эчийского массива установлены небольшие молибденит-кварцевые жилы. Положение узла и его металлогенический профиль контролируются, главным образом, близостью данного участка к Хобойоту-Эчийскому массиву гранитоидов. При этом в его приконтактной и наименее погруженной части локализуется оловянная и молибденовая минерализация, а на удалении – олово-серебро-полиметаллическая, серебро-полиметаллическая и золото-полиметаллическая. Основные пер-

спективы в рудном узле имеют проявления серебра и олова. Ресурсы первого по категории $P_2 + P_3$ составляют 1197 т ($P_2 - 967$ т, $P_3 - 230$ т), второго по $P_3 - 22$ тыс. т. В отношении серебра наиболее интересно проявление Имтанджинское (III-4-44) с ресурсами 885,3 т (по P_2), а также слабоизученное Лево-Эчийское (III-4-40) с ресурсами по $P_2 + P_3$ в 312 т. На базе их можно предполагать наличие месторождений мелкого–среднего масштаба. На олово перспективно также недоизученное проявление Викинг (III-4-11) с ресурсами по категории P_3 в 22 тыс. т.

Близкую структурную позицию занимает Быйытахский прогнозируемый узел, расположенный вблизи Хобойоту-Эчийского, а также в надкупольных зонах других погребенных гранитоидных массивов. Этот район изучен недостаточно, и основные его перспективы следует связывать с выявлением серебро-полиметаллических руд среди серебросодержащих свинцово-цинковых проявлений Хосской группы и олово-серебро-полиметаллических в обрамлении Быйытахского гранитоидного штока. По аналогии с рудным полем «Центральное Кимпиче», где удельная продуктивность Ag составляет 0,15 тыс. т/км² [36ф], ресурсы серебра Хосской группы проявлений, при ее площади в 11,375 км² (длина 6,5 км, ширина 1,75 км), оценивается нами в 1706 т по категории P_3 . Ресурсы олово-серебро-полиметаллического проявления Быйытах-II (III-4-4) оценены [36ф] на серебро по сумме категорий $P_1 + P_2$ в 584 т ($P_1 - 282$ т, $P_2 - 302$ т). Общие ресурсы серебра по категориям $P_1 + P_2 + P_3$ в прогнозируемом рудном узле составляют 2290 т.

Имеются также перспективы обнаружения золото-(мышьяково)-сульфидных вкрапленных руд среди каменноугольных образований северо-западного обрамления Хобойоту-Эчийского массива и в межкупольной зоне последнего с Быйытахским массивом. Для этого участка характерны знакопеременные магнитные аномалии, свидетельствующие о наличии в отложениях сульфидизированных пород, аналогичных таковым Ньюктоминского рудного узла (Красная Горка). Последнее подтверждается находками здесь в отложениях среднего карбона согласных линзовидных залежей пирротина (проявление III-4-25) и золотоносных кварц-арсенипиритовых жил.

Кимпиче-Берелехский прогнозируемый узел расположен на северном замыкании Куранахского района. Положение его контролируется пересечением зоны мезозойских разрывов, заключенной между Собопольским и Мойтурукским сдвигами, с продольным разломом в консолидированной коре. Последний трассируется цепочкой глубокопогруженных гранитоидных интрузий, фиксируемых повышенными значениями модуля полного горизонтального градиента магнитного поля. В центральной части узла, на проявлении Центральный Кимпиче, выявлены богатые серебро-полиметаллические руды. Ресурсы их по категории $P_1 + P_2$ оценены в 4319 т ($P_1 - 1528$ т, $P_2 - 2791$ т). Основные перспективы расширения серебрудной базы связываются с флангами этого проявления, а также с участками, расположенными к северу и югу от него вдоль зоны продольного глубинного разлома. Но авторским материалам и расчетам (см. гл. «Полезные ископаемые»), прирост ресурсов по P_3 составляет на этих участках 4768 т, из которых 600 т учтены в Сводке ресурсов Госкомгеологии РС (Я). Таким образом, общие ресурсы рассматриваемого ПРУ достигают 9087 т, что дает основание прогнозировать наличие здесь крупного месторождения.

Выделение Баяндинского прогнозируемого рудного узла основано на наличии в нем перспективного серебро-полиметаллического проявления Попутное, ресурсы серебра которого оценены ГУГПП «Янгеология» по категории P_3 в 1764 т. В целом территория узла изучена явно недостаточно. Здесь установлены многочисленные проявления свинца, цинка, меди, в которых данные элементы ассоциируют с As, Sb [82]. Минеральный состав руд охарактеризован весьма слабо, и не исключено присутствие в них сербросодержащих блеклых руд. В целом структурная позиция прогнозируемого узла близка к таковой Кимпиче-Берелехского узла: положение его также определяется наличием продольного разлома в консолидированной коре и ориентированной вдоль него цепочкой погребенных интрузий гранитоидов. Удельная продуктивность на серебро Кимпиче-Берелехского узла, исходя из его площади 1311 км² (средняя длина 57 км, ширина 23 км) и общих ресурсов в 9087 т, составляет 6,93 т/км². С учетом этой цифры и поправочного коэффициента 0,5, ресурсы серебра по категории P_3 Баяндинского ПРУ при его площади в 1500 км² (средняя длина 50 км, ширина 30 км) могут быть оценены в 5197 т (включая ресурсы проявления Попутное).

В строении Куранахского рудного района достаточно отчетливо прослеживается латеральная зональность, определяемая не только развитием на поверхности рудоматеринских каменноугольных толщ, но и особенностями строения погребенного Западно-Верхоянского пояса гранитоидов и, прежде всего, интенсивностью магматизма и глубиной залегания интрузий. Центральная часть района, совпадающая с ядром Куранахского антиклинория и отвечающая Ньюктоминскому, Аркачанскому, Верхне-Эчийскому и значительной части Быйытахского узла, характеризуется наиболее дифференцированным по составу и возрасту магматизмом, наличием на глубине крупных гранитоидных масс, нередко находящихся на сравнительно небольших глубинах (до 1–1,5 км) или выходящих на поверхность. Преимущественное распространение здесь имеют золоторудная (золото-сульфидно-кварцевая, золото-полиметаллическая березитовая, золото- (мышьяково)-сульфидная формации, золото-висмут-полисульфидная полигенная формация), а вблизи контактов массивов оловорудная (касситерит-силикатно-сульфидная формация) минерализация. При нарастании глубины залегания массивов (более 1,5–2 км) появляются сереброрудные (олово-серебро-полиметаллическая, серебро-полиметаллическая березитовая формации) и сербросодержащие полиметаллические (свинцово-цинковая жильная с серебром) объекты. Последние, а также меднорудные объекты получают наибольшее развитие на участках, обрамляющих центральную часть рудного района и характеризующихся преобладанием глубокопогруженных интрузий (Эндыбальская рудоносная зона, Кимпиче-Берелехский, Баяндинский узлы, западные районы Быйытахского узла). На периферии рудного района размещены слабомагматические или амагматические территории с преимущественно свинцово-цинковой, слабо сереброносной, минерализацией (Балбукский узел). Отмеченная латеральная зональность в размещении объектов полезных ископаемых проявляется, по всей вероятности, и в вертикальном разрезе. В этом случае сереброрудные объекты должны с глубиной сменяться золото-, а затем и оловорудными. Данный вывод находит подтверждение при изучении температуры гомогенизации

газово-жидких (флюидных) включений в кварце. Для золоторудного месторождения Аркачан эти температуры варьируют от 405 до 200 °С, для серебро-полиметаллических руд Мангазейского рудного поля от 220 до 130 °С. Близкие значения приводятся В. В. Аристовым и др. [19, 20] для месторождения Аркачан (350–230 °С) и сереборудного проявления Кимпиче (210–185 °С).

Омолойская полиметаллическорудная зона (4Pb, Zn/J₃–K) большей своей частью размещена за пределами исследованной территории [78ф]. В рамках последней расположено южное замыкание зоны, структурно совпадающее с восточным крылом Орулганского антиклинория. Характерной особенностью данного участка является его почти полная амагматичность, что сказалось на его металлогеническом профиле. В пределах южного замыкания зоны обособляется Токурский прогнозируемый полиметаллическорудный узел (вне рудного района). Основные его перспективы связаны с свинцово-цинковыми проявлениями Лесное I, II и Менгюлечан, ресурсы которых по категории P₂ + P₃ оценены для свинца в 284,4 тыс. т, цинка – в 150,9 тыс. т. В существенно свинцовом проявлении Менгюлечан имеются перспективы прироста ресурсов серебра (600 т по P₃).

Дулгалах-Брюнгадинская серебро-золото-сурьяно-ртутнорудная минерагеническая зона (5 Hg, Sb, Au, Ag/J₃–K) занимает восточную часть рассматриваемой территории, совпадая в современном структурном плане с зоной хинтерланда (Сартангский синклиний) Верхоянского складчатонадвигового пояса. Выполнена она отложениями перми, триаса и юры, собранными в протяженные складки линейного типа. Важнейшей особенностью строения минерагенической зоны, определившей ее преимущественно сурьяно-ртутнорудный облик, является приуроченность к области влияния Восточно-Верхоянской системы продольных разломов консолидированной коры, расположенной на сочленении Верхоянской рифтовой впадины и Янского поднятия. Система имеет региональный характер и выходит далеко за пределы изученной территории. Один из ее разломов (Восточно-Верхоянский) ограничивает Дулгалах-Брюнгадинскую зону с запада. В верхнепалеозойско-мезозойских толщах эта система трассируется серией сближенных нарушений взбросо-сдвигового, сбросового, сдвигового типа, игравших рудоподводящую роль.

Дальнейшее распределение сурьяно-ртутной минерализации контролировалось взаимодействием литолого-стратиграфического и структурного факторов. Благоприятными для локализации оруденения оказывались толщи переслаивающихся песчаников и алевролитов, характеризовавшиеся контрастными физико-механическими свойствами, включавшие достаточно мощные горизонты экранирующих пластичных пород и располагавшиеся в присводовых частях крупных антиклиналей, особенно на участках региональных воздыманий и перегибов их шарниров. Таким условиям отвечали пермские тумаринская, дулгалахская, в меньшей мере деленжинская серии Куранах-Барайынской СФЗ, нижнетриасовая ньюэленская серия, средне-верхнетриасовые нарынская, лагырская свиты (Дулгалах-Хунхадинский СР) и верхнетриасовые курумская, алгыйская, матагинская и осеннинская свиты (Аркачанский СР). В структурном отношении наиболее благоприятным был район Быгантайского поперечного поднятия, в пределах которого размещены Екюччю-Бекемский ртутнорудный узел (5.1.1

Hg) с месторождениями Звездочка и Загадочное, прогнозируемые сурьмяно-рудная Оюн-Урягинская (5.1.3 Sb) и золото-сурьмяные Нижне-Билляхская (5.1.2 Sb, Au), Бетюгенская (5.1.4 Sb, Au) рудоносные зоны. Сходную структурную позицию занимает Улагинский прогнозируемый сурьмяно-ртутнорудный узел (5.1.5 Hg, Sb).

Большинство рудных узлов и рудоносных зон сопровождается ареалами метасоматически измененных (аргиллизированных, прокварцованных, пиритизированных, карбонатизированных) пород, которые служат поисковыми признаками на сурьмяно-ртутную минерализацию. Перечисленные металлогенические подразделения в совокупности слагают Улагинско-Билляхский золото-сурьмяно-ртутнорудный район (5.1 Hg, Sb, Au), вытянутый в субмеридиональном направлении на 180 км при ширине от 30 до 50 км.

Холболох-Айтыканский золото-ртутнорудный район (5.2 Hg, Au) представлен на рассматриваемой территории фрагментом Холболохского золото-ртутнорудного узла (5.2.1 Hg, Au), включающим одноименное ртутнорудное месторождение, в брекчированных и окварцованных песчаниках которого установлены содержания Au до 8,7 г/т.

Основные перспективы ртутнорудной и сурьмянорудной минерализации в районе можно связывать с киноварной терригенной аргиллизитовой и антимонитовой аргиллизитовой формациями, прежде всего на участках их развития в пермских и нижнетриасовых толщах Бытантайского поперечного поднятия. Наиболее интересным объектом здесь является проявление Бетюген, общие ресурсы сурьмы которого по сумме категорий $P_1 + P_2 + P_3$, учтенные Госкомгеологии РС(Я), оцениваются в 81 тыс. т (P_1 – 6 тыс. т, P_2 – 35 тыс. т, P_3 – 40 тыс. т). Его руды относятся к золото-сурьмяной березитовой формации второго минерального типа [28], характеризующейся наличием ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации, значительным содержанием мышьяка, с которым золото обнаруживает отчетливую корреляционную зависимость. По мнению В. И. Бергера, с такими образованиями могут быть связаны мелкие месторождения золото-антимонитовых руд. Вместе с тем, присутствие в проявлении Бетюген массивных антимонитовых руд, преимущественно пластовая форма рудных тел при их значительных параметрах не исключают находки здесь сурьмяного объекта среднего масштаба, но с ограниченными ресурсами золота. Учитывая вышесказанное, перспективы прироста ресурсов золота в золото-сурьмяных объектах Дулгалах-Брюнгадинской МЗ, скорее всего, невелики.

Серебро- и золоторудная минерализация в рассматриваемой части Дулгалах-Брюнгадинской минерагенической зоны распространена вдоль ее западной границы, в узкой полосе, примыкающей к Восточно-Верхоянскому разлому консолидированной коры. Здесь выделены прогнозируемые Эчийско-Билляхская полиметаллическо-сереброрудная рудоносная зона (5.0.1 Ag, Pb, Zn) и Верхне-Дулгалахский мышьяково-золоторудный район (5.3 Au, As). Они локализованы в присводовой части Кюнкюнюрской антиклинали, ориентированы согласно с общим простираемостью структур территории и приурочены к полям развития потенциально рудоматеринских пермских толщ Куранах-Барайынской СФЗ (эчийская, тумаринская, деленжинская, дулгалахская серии). Основные ресурсы серебра связываются с серебро-полиметаллической березитовой формацией (проявления Берез-

кинское и Егор) и оцениваются по сумме категорий $P_1 + P_2 + P_3$ в 2147 т, а золота – с ороговикованными сульфидизированными песчаниками в турмаринской свите (проявления Тарыннах I, II в Тарыннахском прогнозируемом вольфрам-олово-золоторудном полигенном узле), относящимися к золото-(мышьяково)-сульфидной формации.

Авторская оценка ресурсов золота и серебра в песчаниках приведена в гл. «Полезные ископаемые» и составляет по категории P_3 соответственно 156 и 8424 т. Исходя из того, что руды такого типа имеют весьма значительную глубину распространения, количество сульфидизированных тел больше одного и в подсчет войдут минерализованные кварцевые жилы, ресурсы проявлений могут быть в несколько раз увеличены. Проявления Тарыннах I и II изучены крайне слабо, но, учитывая огромные объемы сульфидизированной массы, здесь возможны находки объектов среднего и крупного масштаба с комплексными (золото-серебряными) бедными рудами вкрапленного и прожилково-вкрапленного типа.

Поперечная минерагеническая система представлена в изученном районе фрагментами Яно-Адычанской полиметаллическо-оловорудной минерагенической зоны (6 Sn, Pb, Zn/K), наиболее полно развитой на прилегающих с востока территориях [242]. Границей их распространения на запад служит Восточно-Верхоянский разлом консолидированной коры. Устанавливаются два рудных района, ориентированных поперечно к основным структурам региона: Яно-Борулахский (Эге-Хайский) серебро-оловорудный (6.1 Sn, Ag) и Тирехтяхский полиметаллическо-оловорудный (6.2 Sn, Pb, Zn). Основным фактором их контроля является приуроченность к гранитоидным образованиям мелового дулгалахского комплекса (диорит-гранодиорит-гранитная формация), слагающим поперечные ряды интрузий. Эти интрузии являются источниками оловянного (касситерит-силикатно-сульфидная, касситерит-кварцевая формации), серебряного (олово-серебро-полиметаллическая формация), полиметаллического (свинцово-цинковая жильная формация), вольфрамового (шеелит-золото-кварцевая формация), а также рудогенерирующими для мышьякового (мышьяковая арсенопиритовая формация) и золотого (золото-(мышьяково)-сульфидная формация) оруденения. Контроль рудных узлов (в том числе прогнозируемых) осуществляется отдельными массивами или их совокупностями. При этом вблизи выходов интрузий на поверхность и в их неглубоко погруженных надкупольных зонах, трассируемых ареалами роговиков и ороговикованных пород, локализуется оловянная, вольфрамовая, свинцово-цинковая минерализация, сменяющаяся на удалении от интрузий серебрянорудными объектами. Так, в Яно-Борулахском районе обособляется Меникенский прогнозируемый серебро-оловорудный узел (6.1.1 Sn, Ag), а в Тирехтяхском – Аномальный оловорудно-россыпной узел (6.2.1 Sn), прогнозируемые Мой-Юряхский полиметаллическо-оловорудный (6.2.2 Sn, Pb, Zn) и Тарыннахский вольфрам-олово-золоторудный (6.2.3 Au, Sn, W) узлы. Золоторудные, мышьяковые объекты не обнаруживают четкой зависимости от глубины становления гранитоидных тел, хотя тяготеют к полям их развития. В этом отношении примечателен Тарыннахский прогнозируемый узел, в котором территориально совмещены разные типы минерализации, причем золоторудные проявления расположены как над неглубоко, так и над глубоко погруженными частями погребенного гранитоидного массива.

ва. Таким образом, Тарыннахский узел можно рассматривать как пример полигенного металлогенического подразделения.

Основные перспективы оловянной минерализации следует связывать с надкупольными участками неглубоко погруженных дулгалахских интрузий в Меникенском, Мой-Юряхском, Аномальном рудных узлах. Однако в большинстве случаев развитые здесь проявления изучены слабо и оценка их перспектив носит качественный характер. Наиболее интересен Аномальный рудный узел, где размещено одноименное месторождение с ресурсами олова по категории P_2 в 53,23 тыс. т и ряд положительно оцененных проявлений (IV-6-14, 15, 16, 18, 19 и др.). Промышленно-значимые объекты олово-серебро-полиметаллической формации могут быть обнаружены в восточной части Меникенского прогнозируемого узла, на удалении от наиболее приподнятой части погребенного гранитоидного массива. Ресурсы серебра проявления Меникен (III-5-1) определены по категории P_2 в 2798 т [36ф], что позволяет прогнозировать здесь среднее по масштабу месторождение.

Представленные материалы показывают, что большинство рудных формаций в регионе обнаруживают тесные связи (пространственные, генетические) с гранитоидным магматизмом. Даже при их видимом отсутствии руды многих формаций (золото-кварцевая малосульфидная, серебро-полиметаллическая березитовая, свинцово-цинковая жильная) зачастую имеют повышенные и даже высокие (сотни г/т до десятых долей %) содержания Sn, Bi, As, Sb. Имеющиеся данные о соотношениях различных типов оруденения между собой и с магматическими комплексами позволяют наметить следующую общую последовательность позднемезозойского эндогенного рудообразования в изученном районе. Можно выделить три разновозрастные группы рудных формаций, внутри которых соотношения носят фациальный характер или являются близсинхронными. Первая группа имеет доальбский (позднеюрско-неокомский) возраст и была сформирована до внедрения куранахских интрузий. К ним относятся золото-кварцевая малосульфидная и золото-полиметаллическая березитовая формации. В Ньюктоминском, Верхне-Эчийском рудных узлах, Эндыбальской рудоносной зоне описаны многочисленные случаи срезания дайками гранит-порфиров, диорит-порфиритов, кварцевых порфиров куранахского комплекса пластовых и секущих жил, относящихся к данным формациям [121, 242]. При этом более ранней является золото-кварцевая малосульфидная формация, объекты которой секутся золото-полиметаллическими жилами [173] и в свою очередь пересекают силлы долеритов раннетриасового ленского комплекса. Согласно калий-аргоновым датировкам, время формирования малосульфидных жил варьирует в интервале 160–180 млн лет [181]. На основании этих данных образование рассматриваемых рудных формаций увязывается с «пестрыми» дайками позднеюрского (дербекинский комплекс) и/или погребенными массивами берриас-барремского возраста. Не исключено, что часть жил золото-кварцевой малосульфидной формации (главным образом галенит-сфалеритовый минеральный тип) возникла в начале раннеколлизийного этапа развития региона и имела метаморфогенно-гидротермальное происхождение.

Формирование второй группы рудных формаций отвечает альбскому веку и генетически увязывается с внедрением куранахских гранитоидов.

К этой группе отнесены молибденит-кварцевая грейзеновая и, возможно, шеелит-золото-кварцевая формации.

Самая обширная, третья, группа рудных формаций имеет скорее всего поздне меловой возраст. Ее формирование парагенетически и территориально связано с гранитоидными массивами куранахского, дулгалахского комплексов и следует скорее всего непосредственно за ними. В эту группу входят касситерит-силикатно-сульфидная, касситерит-кварцевая, олово-серебро-полиметаллическая, золото-(мышьяково)-сульфидная и, вероятно, золото-сульфидно-кварцевая формации. В северо-западной экзоконтактной зоне Хобойоту-Эчийского массива Н. А. Цейдлер, В. Н. Рыбченков [78] описали пересечение золотосодержащей кварцево-арсенопиритовой жилой (мышьяковая арсенопиритовая формация) дайки гранит-порфиоров куранахского комплекса.

Возникновение серебро-полиметаллической березитовой, а также фациально ее замещающей свинцово-цинковой жильной формаций было неоднократно. По данным А. М. Москового, М. М. Константинова [121, 242], серебро-свинцовые жилы Имтанджинского рудного поля (Верхне-Эчийский рудный узел) смещаются дайками куранахских гранит-порфиоров, которые сами пересекаются оловорудными (касситерит-силикатно-сульфидными) жилами. Вместе с тем, в Эндыбальской рудоносной зоне установлены обратные соотношения: основное, промышленно-значимое серебро-свинцовое оруднение наложено на дайки гранит-порфиоров куранахского комплекса, пересекает их и цементирует обломки магматических пород [121]. Соотношение поздней серебро-полиметаллической минерализации с оловорудной диагностировано на месторождении Прогноз. Здесь дайки диоритового состава (113 ± 1 млн лет) совместно с олово-сидерит-полисульфидными рудами секутся дайками кислого состава ($81,6 \pm 1,3$ млн лет). В свою очередь последние пересекаются серебро-полиметаллическими телами [57]. По всей вероятности, длительным формированием отличались полигенные объекты золото-висмут-полисульфидной формации.

Особую группу составляют рудные формации, связь которых с конкретными магматическими комплексами и время образования остаются неустановленными и дискуссионными. К ним относятся находящиеся в парагенетических отношениях киноварная терригенная аргиллизитовая, сурьмяная аргиллизитовая и золото-сурьмяная формации. Большинство исследователей считают, что из всех проявлений эндогенного типа ртутное и сурьмяное оруднение в Верхояно-Колымской провинции является самым молодым, скорее всего поздне меловым или поздне меловым—палеогеновым [78, 122, 184], и своим происхождением обязано удаленным источникам минералообразующих растворов, связанных с глубинными рудогенерирующими очагами щелочных и субщелочных базальтоидных магм [56, 184, 185]. На рассматриваемой территории к продуктам таких рудогенерирующих очагов могут быть отнесены дайки лампрофиоров и долеритов поздне мелового аркачанского комплекса. Однако последние не обнаруживают четкой структурной приуроченности к основному рудоконтролирующему данным типам минерализации элементу — Восточно-Верхоянской системе разломов консолидированной коры, зачастую размещены за пределами сурьмяно-ртутных рудных районов и узлов и не несут следов гидротермального воздействия рудообразующих

растворов. Мало того, в региональном плане отчетливо проявлено пересечение субмеридиональных сурьмяно-ртутных зон поперечными рудномагматическими системами с преимущественно редкометалльной (оловорудной) специализацией. В пределах последних кинварное оруденение практически исчезает, а ртуть в рудах сохраняется лишь в виде геохимической примеси. В связи с этим уместно вспомнить мнение В. И. Бергера, В. Г. Кузьмина, которые на основании близости калий-аргоновых датировок серицитов из золото-сурьмяных жил (118–129 млн лет) Адыча-Тарынской зоны и малых (добатолитовых) интрузий Яно-Колымского (Главного) пояса гранитоидов (120–148 млн лет) пришли к заключению о принадлежности золото-антимонитовых жил к металлогеническому комплексу, развитие которого закончилось в раннем мелу. Учитывая приведенные выше данные, а также размещение на исследованной территории сурьмяно-ртутной минерализации по восточной периферии погребенного Западно-Верхоянского гранитоидного пояса, нельзя исключить возникновение последней в раннем мелу, в период формирования продольной минерагенической системы. Золото-сурьмяное оруденение, возможно, имеет полигенно-полихронный характер и является результатом телескопирования минеральных ассоциаций, принадлежащих к золото-кварцевой малосульфидной и антимонитовой формациям [122].

Кайнозойская минерагеническая эпоха имела ограниченное значение и характеризовалась формированием небольших россыпей золота и олова в Ньюктоминском (Куранахский рудный район Западно-Верхоянской минерагенической зоны) и Аномальном (Тирехтяхский рудный район Яно-Адычанской минерагенической зоны) рудных узлах. В обоих случаях продуктивные аллювиальные образования приурочены к интенсивно расчлененным участкам рельефа, имеют небольшую мощность, ограниченное распространение и перспективы обнаружения здесь новых россыпных объектов незначительны.

Выявленные закономерности размещения полезных ископаемых позволяют дать рассматриваемому району высокую прогнозную оценку, прежде всего на благородные металлы.

Золото, серебро. Основные промышленные перспективы на рудное золото связываются с золото-висмут-полисульфидной полигенной, на золото и серебро – с золото-сульфидно-кварцевой, золото-(мышьяково)-сульфидной и золото-полиметаллической формациями, локализующимися в Куранахском рудном районе (Западно-Верхоянская МЗ) и в Верхне-Дулгалахском прогнозируемом рудном районе (Дулгалах-Брюнгадинская МЗ).

В Куранахском РР выделяются два наиболее перспективных рудных узла – Аркачанский и Ньюктоминский. В Аркачанском РУ распространена золото-висмут-полисульфидная формация. Перспективы узла связаны главным образом с Аркачанским месторождением, ресурсы которого оценены по сумме всех категорий ($P_1 + P_2 + P_3$) в 233 т, а запасы по C_2 – 6,3 т. В Ньюктоминском РУ установлены золото-сульфидно-кварцевая, золото-(мышьяково)-сульфидная и золото-полиметаллическая формации. Суммарные их ресурсы в узле составляют для золота 140,4 т и для серебра 6345 т, которые распределяются следующим образом: для золота P_1 – 36,3 т, P_2 – 41,1 т, P_3 – 63 т, для серебра P_2 – 4300 т, P_3 – 2045 т. Из них ГУГГП «Янгеология» предлагаются к учету 17,5 т золота и 736 т серебра по категории P_{1+2} ,

приходящиеся на золото-полиметаллическую формацию, 59,9 т золота и 3618 т серебра по P_{1+2} на золото-сульфидно-кварцевую формацию. 63 т золота и 2045 т серебра по P_3 (золото-(мышьяково)-сульфидная формация) являются авторскими. Для реализации последней оценки предлагается постановка прогнозно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 на площади 60 км² (Красногорская площадь), где предполагается выявление среднего—крупного объекта с бедными рудами.

В Верхне-Дулгалахском прогнозируемом рудном районе распространена золото-(мышьяково)-сульфидная формация, содержащая также серебро. Основной прирост ресурсов благородных металлов связывается с его северными территориями, где на образования данного района наложены более поздние олово-полиметаллические объекты. Здесь обособляется сложнопостроенный Тирехтахский ПРУ с ресурсами золота и серебра (категория P_3) по авторским оценкам соответственно в 156 т и 8424 т. Территория узла перспективна на обнаружение рудных полей крупнообъемных объектов с бедными вкрапленными рудами. На участке в 120 км² предлагается проведение прогнозно-поисковых работ масштаба 1 : 50 000 с последующей детализацией выявленных проявлений.

Главные перспективы территории на серебро определяются принадлежностью вмещающих металл руд к серебро-полиметаллической и олово-серебро-полиметаллической формациям. Содержащиеся в них суммарные ресурсы серебра всех категорий составляют 40 514 т, из них на первую формацию приходится 35 832 т, на вторую — 4682 т. При этом основные ресурсы, связанные с серебро-полиметаллической формацией, локализуются в Эндыбальской РЗ и Кимпиче-Берелехском ПРУ, где они составляют соответственно 17 383 т и 9087 т ($P_1 + P_2 + P_3$). Все ресурсы Эндыбальской РЗ стоят на учете Госкомгеологии РС (Я), в Кимпиче-Берелехском ПРУ на Республиканском учете состоят 600 т категории P_3 . Менее перспективными объектами представляются Эчийско-Билляхская ПРЗ (2147 т по сумме всех категорий) и Баяндинский ПРУ (5197 т по P_3). Большая часть перечисленных ресурсов учтены в балансе Госкомгеологии РС (Я), некоторые представлены на учет ГУГПП «Янгеология».

Объекты олово-серебро-полиметаллической формации локализуются в Верхне-Эчийском РУ, Меникенском, Мой-Юряхском и Быйытахском ПРУ. Ресурсы серебра в них по сумме категорий $P_1 + P_2$ составляют 4682 т. Наиболее важными представляются Меникенский и Верхне-Эчийский РУ. В южной части последнего выделена Хадарыня-Имтанджинская площадь (55 км²), на которой предлагается проведение поисковых работ масштаба 1 : 50 000.

Небольшая часть ресурсов серебра (2650 т по категории P_3) связана с серебросодержащими свинцово-цинковыми рудами.

Определенные сведения о потенциальной перспективности тех или иных объектов полезных ископаемых дают материалы изотопных исследований. В опубликованных работах [143, 151] высказывается мнение о высокой положительной корреляции между ресурсами серебра и свинцово-изотопными отношениями ($Pb\ 208/204$). Согласно представленным в отмеченных работах данным, серебро-полиметаллические месторождения среднего и крупного масштаба (до 4—5 тыс. т) характеризуются низкими значениями отношений изотопов 208/204, в основном в интервале 38,193—38,314, редко достигая 38,607 (месторождение Прогноз), а олово-серебро-

полиметаллические — от 38,361 до 38,553. В крупных и уникальных (свыше 10–15 тыс. т) серебро-полиметаллических месторождениях величины отношений изотопов варьируют в интервале 38,477–38,707 (Мангазейского — 38,678), а в олово-серебро-полиметаллических достигает 38,998. Проведенные нами исследования, несмотря на их ограниченный характер, не дают основания для такого однозначного вывода. Такие крупные объекты серебро-полиметаллических руд как Мангазейское и Прогноз действительно характеризуются высокими свинцово-изотопными отношениями 208/204. Для группы месторождений Мангазейского рудного поля они варьируют от 38,375 до 38,707 (четыре значения), составляя в среднем 38,611, для месторождения Прогноз (лист Q-53) — от 38,512 до 38,615 (17 значений), в среднем — 38,565 (определены методом LA-ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ), что близко к приведенным в работах А. В. Костина цифрам. Вместе с тем, для серебро-полиметаллических проявлений Верхне-Эчийского ПРУ (Лево- и Право-Эчийское) и олово-серебро-полиметаллического проявления Имтанджинское, характеризующихся небольшими параметрами рудных тел и в целом невысокими ресурсами серебра, отношения изотопов 208/204 варьируют в первых от 38,618 до 38,737 (четыре значения), в среднем 38,673, во втором составляет 38,694. В то же время, для перспективного проявления Кимпиче, ресурсы которого по категории $P_1 + P_2$ оценены более чем в 4 тыс. т серебра, а общие — около 9 тыс. т, получено весьма низкое свинцово-изотопное отношение в 38,119. Представленные данные свидетельствуют, что корреляционные связи между ресурсами серебра и свинцово-изотопными отношениями могут иметь сложный характер, определяться, скорее всего, провинциальными изменениями изотопного состава свинца и, по мнению Г. Н. Гамянина, не могут использоваться для целей прогнозной оценки месторождений в плане их масштабности.

Весьма интересные данные, связанные с генетической и потенциальной ресурсной оценкой объектов полезных ископаемых, получены при исследовании изотопного состава летучих компонентов во флюидных включениях из рудных кварцев серебро-полиметаллических месторождений Мангазейского рудного поля, месторождения Прогноз (лист Q-53), золоторудного месторождения Аркачан, золото-(мышьяково)-сульфидного проявления Кысыл-Тас (Красная Горка). В рудах рассматриваемых месторождений впервые обнаружено присутствие высокой доли мантийного гелия и атмосферного аргона. Доля мантийного гелия варьирует в пробах из одного и того же объекта: на месторождениях Мангазейского рудного поля от 6 до 31 %, на месторождении Аркачан от 10 до 18 %, на месторождении Прогноз от 16 до 49 %, на проявлении Кысыл-Тас от 2 до 49 % (определения выполнены в ЦИИ ВСЕГЕИ). Его присутствие в рудах служит бесспорным свидетельством влияния мантийного источника как рудогенерирующей флюидной системы, так и самого рудного вещества. На этом фоне значительное обогащение руд атмосферным аргоном означает развитие процессов рудоотложения при смешении глубинных (мантийных) и приповерхностных флюидных систем.

По аналогии с крупнейшим сереброрудным Дукатским рудным районом, расположенным в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса, изотопный состав гелия может быть использован для оценки масштабности оруденения. Уникальное месторождение Дукат выделяется на фоне окружающих более мелких сереброрудных объектов наиболее высокой долей мантийного

гелия в рудах. На самом месторождении Дукат доля мантийного гелия варьирует от 15 до 54 % при максимальной концентрации воздушного аргона, тогда как на сателлитах она не превышает 10 % (в единичном случае повышаясь до 22 %). Если ориентироваться на этот показатель, перспективы месторождений Мангазейского рудного поля, золото-(мышьяково)-сульфидного проявления Кысыл-Тас (Красная Горка) могут быть оценены весьма высоко.

Свинец, цинк. Перспективы свинцово-цинковой минерализации в изученном районе, учитывая его неблагоприятное геолого-экономическое положение, в целом, ограниченные. Общие ресурсы по всем категориям ($P_1 + P_2 + P_3$) составляют для свинца 4236 тыс. т, для цинка 1371 тыс. т. Основная их часть связана с серебро-полиметаллической березитовой и свинцово-цинковой жильной формациями. В первой по сумме ресурсов $P_1 + P_2 + P_3$ заключено 2372 тыс. т свинца и 684 тыс. т цинка, во второй – 1489 тыс. т свинца и 551 тыс. т цинка. Наиболее важные проявления установлены в Куранахском РР и Дянышкинском ПРР. В Куранахском РР они концентрируются в Эндыбальской полиметаллическо-сереборудной РЗ, где могут добываться попутно с серебром. Ресурсы их по сумме всех категорий составляют здесь для свинца 1931 тыс. т, для цинка – 517 тыс. т. В Дянышкинском ПРР наиболее перспективен Эмчечинский ПРУ. Ресурсы свинца в нем определены по категории $P_2 + P_3$ в 884,4 тыс. т, цинка – 24 тыс. т (P_2). Кроме рассмотренных минерагенических подразделений, ресурсы свинца и цинка выявлены в Сынчинском, Куоландинском, Верхне-Эчийском, Ньюктоминском, Токурском, Эчийско-Билляхском, Меникенском и Мой-Юряхском рудных узлах и рудоносных зонах (в т. ч. прогнозируемых). Обычно они невысокие и не превышают десятков–первых сотен тыс. т. Большинство ресурсов учтены балансом Госкомгеологии РС (Я).

Олово. Ресурсы олова на рассматриваемой территории в последние годы не претерпели существенных изменений. Основные перспективы связываются с касситерит-силикатно-сульфидной формацией, объекты которой локализируются в Аномальном оловорудно-россыпном узле (Тирехтяжский РР). Стоящие здесь на балансе Госкомгеологии РС (Я) ресурсы составляют по категории P_2 около 53 тыс. т рудного олова и 1310 т россыпного олова.

Ртуть, сурьма. Основные запасы и ресурсы ртути и сурьмы связаны с киноварной терригенной аргиллизитовой и сурьмяной аргиллизитовой формациями. Они концентрируются в Улагинско-Билляхском и Холболох-Айтыканском РР, где установлены наиболее крупные на рассматриваемой территории ртутнорудные объекты (месторождения Звездочка, Загадочное, Холболохское). Наиболее перспективным на сурьму является Бетюгенская прогнозируемая РЗ, суммарные ресурсы которой по категориям $P_1 + P_2 + P_3$ оценены в 83 тыс. т. Ресурсы ртути и сурьмы поставлены на учет в Госкомгеологии РС (Я) и за последние десятилетия не претерпели существенных изменений.

Медь. Проявления меди, относящиеся к медно-кварцевой жильной формации, выявлены на южном фланге Кимпиче-Берелехского ПРУ. По авторским оценкам, ее ресурсы по категории P_2 составляют 108 тыс. т.

Ресурсы остальных видов полезных ископаемых (молибден, вольфрам, мышьяк, железо, редкие земли, фосфориты) ввиду ограниченного их распространения и неблагоприятного геолого-экономического положения региона не определялись.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Климатический фактор определяет основные особенности гидрогеологического режима территории. Климат района резко континентальный, с продолжительной, холодной зимой и коротким, но сравнительно жарким летом. Температура воздуха понижается зимой до минус 50 – минус 55 °С, летом может превышать +30 °С. Наиболее низкие январские температуры прослеживаются в долинах рек, где на общий циркуляционный и радиационный режим накладывается действие рельефа – застой воздуха в узких долинах и котловинах. Низкие среднегодовые температуры воздуха в сочетании с отрицательным радиационным балансом обуславливают глубокое промерзание земных недр и формирование зоны многолетнемерзлых пород и, в целом, являются неблагоприятными факторами в формировании запасов подземных вод, а эти явления в свою очередь накладывают отпечаток на формирование и облик гидрогеологических структур. Толща многолетнемерзлых пород на территории листа изучена очень слабо. Мощность ее документально определена в четырех пунктах: на Усть-Вилуйском и Собо-Хаинском месторождениях газа (до 100 м), на Китчанской разведочной площади (скв. № 5, 90 м) и на ртутном месторождении Звездочка (250 м). Эти наблюдения не противоречат известной закономерности изменения мощности толщи многолетнемерзлых пород в горных районах: она минимальна (230–280 м) в долинах крупных рек и возрастает на водоразделах пропорционально возрастанию их абсолютных высот до 400 м и более.

Речная сеть описываемой территории принадлежит к бассейнам рек Лена и Яна. Водоразделом этих рек является Верхоянский хребет. Юго-западную часть листа занимают правобережные притоки р. Лена: Мэнкэрэ, Соболах-Маян, Ундюлюнг, Дянышка, Ляписке. На юго-западе территории течет р. Лена в северо-западном направлении, протяженность в пределах листа около 80 км. В этих пределах в Лену впадает крупный левый приток, р. Вилуй. Северо-восточную часть территории занимают левобережные притоки р. Яна: Бынтай, Дулгалах. Реки имеют горный характер, обладают значительным падением. Густота речной сети для данной горной области довольно высокая и колеблется в пределах 0,71–2 км на 1 км², в среднем составляет 1,16 км на 1 км². Наибольшие модули стока на территории листа составляют 7–8 л/с·км².

Питание рек осуществляется в основном дождевыми водами, некоторую долю в их питании составляют тающие снежники и наледи, которые имеют довольно широкое распространение. Питание подземными водами незначительно. Максимальный расход в половодье превышает среднего-

довой примерно в 10 раз. На основную волну половодья накладываются волны отдельных паводков, вызываемых дождями. Первая волна формируется таянием снега. Из-за большой амплитуды высот в бассейне она растягивается на продолжительный период. Летом высокие расходы поддерживаются таянием наледей и снежников. На эту волну накладываются дождевые паводки. Иногда половодье растягивается на весь теплый сезон года. В аномально теплые и засушливые летние периоды иногда наблюдается пересыхание русел даже крупных рек (р. Дянышка выше устья р. Доктундя). Возможно, это связано с заполнением подрусловых таликов, дренированных в расположенные ниже по течению наледи. Зимний сток рек или незначительный, или отсутствует вовсе. Этот тип режима носит название дальневосточного.

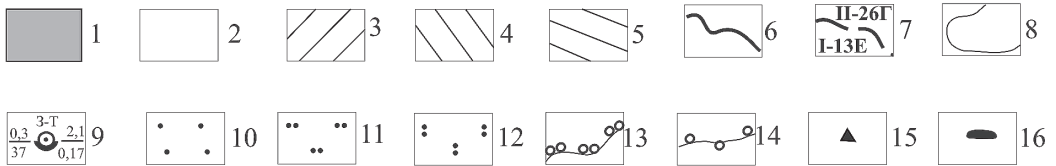
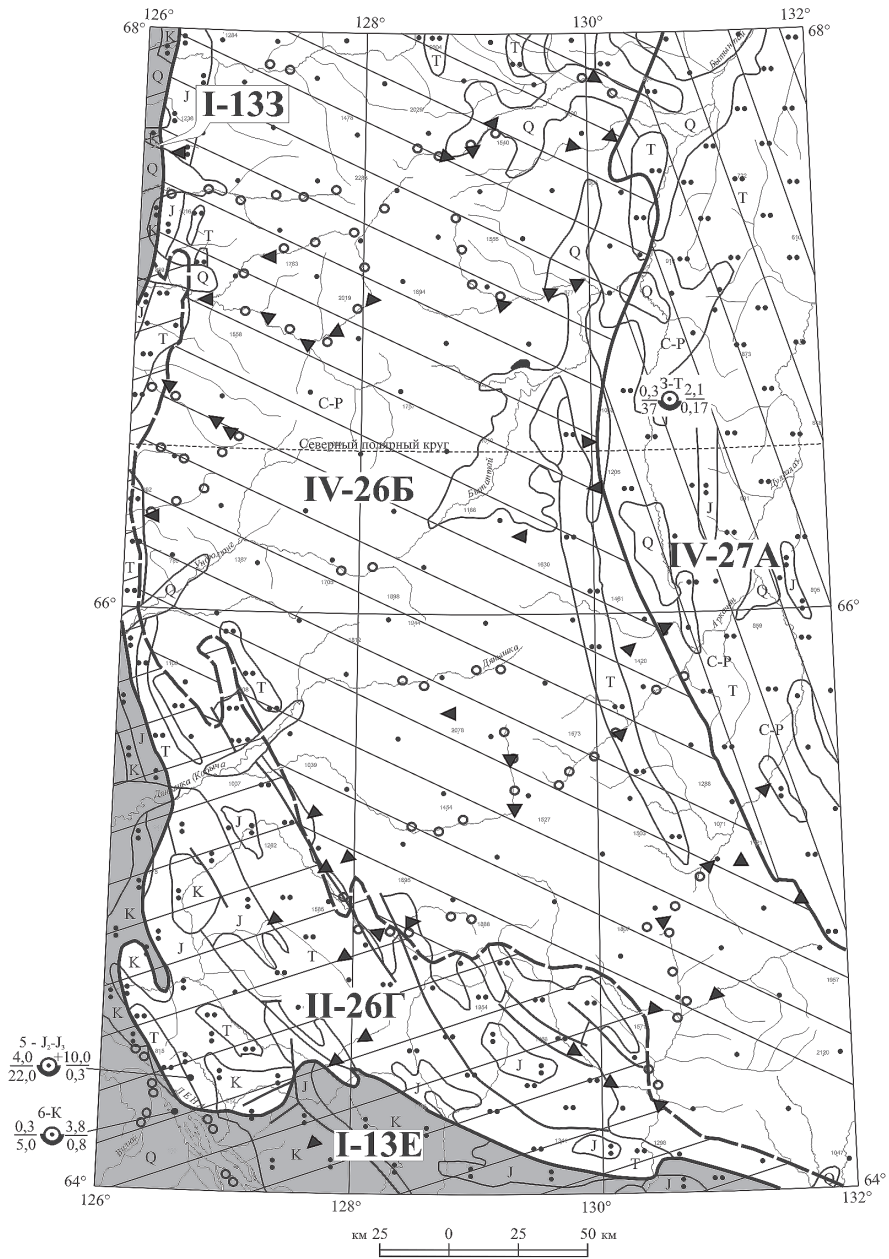
Наибольший расход р. Яны — 2840 м³/с, наименьший — 36,3 м³/с. Приток Яны р. Дулгалах имеет наибольший расход 3900 м³/с, наименьший — 22,8 м³/с. Доля подземного стока от общего составляет 7–10 %. Правобережный приток Лены р. Соболах-Маян обладает наибольшим расходом 2640 м³/с, а наименьший составляет 17,9 м³/с; доля подземного стока от общего составляет 8 %. Левобережный приток Лены, р. Виллой (гидропост в пос. Хатырык-Хомо) имеет наибольший расход 11 200 м³/с, наименьший — 101 м³/с, доля подземного стока от общего составляет 11 %.

В гидрогеологическом отношении описываемая территория изучена крайне слабо. В довоенный период гидрогеологические исследования носили рекогносцировочный характер и проводились в связи с изучением многолетнемерзлых пород, наледей и установления их связи с подземными водами. В 1945 г. начались планомерные гидрогеологические исследования с целью водоснабжения рудников. В результате этих работ установлено широкое развитие маломинерализованных подмерзлотных вод в породах верхоянского комплекса на глубинах от 250 м и более. Отмечена малая перспективность изверженных пород в отношении получения подземных вод.

С 1954 по 1963 г. специалистами ЯТГУ Ю. Д. Горшениным и С. С. Оксманом на нефтегазоносных структурах близ устья р. Виллой были получены данные о термальных водах, о химическом составе и минерализации глубоких порово-пластовых вод, о распространении отдельных типов вод по площади и в разрезе. Систематические комплексные мерзлотно-гидрогеологические съемки масштаба 1 : 500 000 и крупнее на территории листа не проводились.

Описываемая территория входит в состав гидрогеологических структур первого порядка: Якутского артезианского бассейна (*I*); Верхоянской гидрогеологической складчатой области (*II*) и Горно-Якутской гидрогеологической складчатой области (*III*) [124, 254]. На основании структурно-гидрогеологического принципа, базирующегося на выделении объектов районирования в границах геологических структур — природных емкостей, содержащих гравитационные подземные воды, выделяются структуры второго порядка (рис. 19): Лено-Виллюйский (*I*₂) и Нижне-Ленский (*I*₁) артезианские бассейны; Центрально-Верхоянский гидрогеологический массив (*II*₁); Тумаринский предгорный бассейн (*II*₂) и Яно-Колымская гидрогеологическая складчатая область (*III*₁).

Лено-Виллюйский артезианский бассейн (*I*₂) расположен в пределах восточной части Виллюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба. Комплекс



осадочных пород бассейна представлен отложениями раннепалеозойского–кайнозойского возраста. Мощность его в центре бассейна достигает нескольких тысяч метров. В основании залегает карбонатная толща нижнего палеозоя, которая перекрывается терригенными породами мезозойского возраста. Кайнозойские образования представлены неогеновыми и четвертичными преимущественно аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями суммарной мощностью от первых до 80 м. Многолетнемерзлые породы в пределах бассейна имеют сплошное распространение, мощность их варьирует от 200 до 600 м. Аномально низкая мощность мерзлых пород, составляющая 100–130 м, наблюдается в районе пос. Сангар (в 22 км южнее территории листа). Сквозные талики имеют локальное распространение. Они наблюдаются под руслом р. Лена в районе пос. Сангар, в устье р. Виллой и под некоторыми крупными озерами. Характерно наличие мощной (около 800 м) зоны пресных вод, залегающей под верхней промороженной частью чехла.

В пределах Лено-Виллойского артезианского бассейна выделены два типа вод: порово-пластовые воды таликов в кайнозойских и верхнемеловых отложениях (площадь их распространения в масштабе схемы не выражается) и трещинно-пластовые подмерзлотные воды в нижнемеловых и юрских отложениях. Порово-пластовые воды ограничиваются по площади распространения контурами таликов и относятся к над- и межмерзлотным водам. В бассейне р. Виллой такие воды вскрыты бурением при поисково-разведочных работах. Наибольшее количество таликов выявлено в пределах IV надпойменной террасы р. Виллой, где они занимают 6 % от площади террасы, и IV и V надпойменных террас р. Лена (более 4 %). Воды межмерзлотных таликов вскрываются скважинами на глубинах от 5–13 до 120–150 м. В некоторых таликах наблюдается два водоносных горизонта, разоб-

Рис. 19. Гидрогеологическая схема.

1–2 – гидрогеологические регионы: 1 – с дорифейским складчатым фундаментом, 2 – с мезозойской складчатой системой; 3–5 – преобладающий тип гидрогеологических тел: 3 – пластовый и блоково-пластовый, 4 – пластово-блоковый и покровно-поточковый, 5 – корово-блоково-жильный и жильно-блоковый; 6–8 границы: 6 – гидрогеологических провинций, 7 – гидрогеологических областей: I-13E – Лено-Виллойский артезианский бассейн, I-133 – Нижнеленский артезианский бассейн, IV-26B – Центральнo-Верхоянская гидрогеологическая складчатая область, II-26Г – Тумаринский предгорный артезианский бассейн, IV-27A – Яно-Колымская гидрогеологическая складчатая область (в индексе римская цифра отражает тип гидрогеологической структуры, арабская – индекс провинции, буквенный индекс отражает принадлежность к гидрогеологической структуре второго порядка, области), 8 – гидрогеологических подразделений регионального распространения, залегающих первыми от поверхности: С-Р – водоносный субкриогенный карбон-пермский терригенный комплекс, Т – водоносный субкриогенный триасовый терригенный комплекс, J – водоносный субкриогенный юрский терригенный комплекс, К – водоносный субкриогенный меловой терригенный комплекс; 9 – искусственные водопроявления – скважины, пробуренные на подмерзлотные воды (обозначения: вверху – номер скважины, индекс водовмещающих пород; дробь слева: в числителе – дебит, л/с, в знаменателе – понижение, м; дробь справа: в числителе – глубина залегания пьезометрического уровня, м, в знаменателе – минерализация, г/дм³); 10–12 – минерализация подземных вод: 10 – до 0,1 г/дм³, 11 – 0,1–0,5 г/дм³, 12 – 0,5–1,0 г/дм³; 13–14 – талики внесмаштабные: 13 – сквозные, 14 – несквозные; 15 – наледь подземных вод; 16 – минерализованное (соленое) озеро.

щенных водоупорным слоем. Водовмещающими породами являются раз-
нозернистые пески и песчаники. Водоносность пород неодинаковая и за-
висит от состава и мощности водоносной толщи. Дебиты скважин изменя-
ются от сотых долей литра в секунду до 2,7–7,0 л/с при понижении на 5–
12 м. Порово-пластовые воды по химическому составу гидрокарбонатные
со смешанным катионным составом и минерализацией 0,1–0,7 г/дм³.

Трещинно-пластовые воды имеют региональное распространение и
развиты в отложениях юры, нижнего и верхнего мела, представленных пес-
чаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Глубина залегания этих
вод определяется либо нижней границей многолетнемерзлых пород, либо
толщей залегающих ниже их водоупорных глинистых пород. В бассейне
р. Вилюй трещинно-пластовые воды вскрываются скважинами под мно-
голетнемерзлыми породами в отложениях нижнего и верхнего мела на глу-
бинах 409–615 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,01–0,17 л/с. Ста-
тические уровни залегают на глубине 220–230 м от поверхности (на 120–
130 м ниже уровня моря). Более высокие гипсометрические уровни
трещинно-пластовых вод наблюдаются в скважинах в районе пос. Сангар.
Водоносный горизонт залегает здесь на глубине 120–180 м, а статические
уровни воды отмечаются в диапазоне 7–85 м от поверхности. Удельные де-
биты скважин составляют 0,02–1,3 л/с. Трещинно-пластовые воды мело-
вых отложений имеют гидрокарбонатный натриевый или магниевый со-
став. Минерализация их не превышает 0,6 г/дм³.

Нижнеленский артезианский бассейн (I_1) в тектоническом отношении
отвечает северной ветви Приверхоянского прогиба, выполненного мощной
толщей терригенных отложений юрского и мелового возрастов. Песчано-ар-
гиллитово-алевритовая толща юрского возраста перекрывается в присклад-
чатой части прогиба меловыми угленосными отложениями. Мощность юрс-
ких отложений изменяется от 700 до 3000 м. Меловые отложения на большей
части территории листа перекрываются четвертичными образованиями, в ос-
новном ледникового комплекса, разрез которых представлен чередованием
морены с флювиогляциальными галечниками и песками.

Осадочные породы бассейна заморожены до глубины 400–500 м, что
включает полностью пояс пресных вод. В гидрогеологическом отношении
бассейн на территории листа не изучен. По условиям залегания и литоло-
гическому составу водовмещающих пород здесь могут быть встречены тре-
щинно-пластовые воды в терригенных отложениях юры и нижнего мела.

Центрально-Верхоянский гидрогеологический массив (II_1) сложен тер-
ригенными интенсивно дислоцированными породами верхнего палеозоя
и мезозоя. В гидрогеологическом отношении эти образования изучены
очень слабо. Зона региональной трещиноватости в пределах области про-
морожена, поэтому здесь можно ожидать развития лишь трещинно-жиль-
ных вод. Трещинные и порово-пластовые воды локализируются лишь в пре-
делах таликовых зон речных долин. Показателями обводненности пород
области могут служить наледы, которые здесь широко распространены.
Величина относительной наледности изменяется от 0,5 до 2,0 %. Подмерз-
лотная трещиноватая зона в основании многолетнемерзлых пород на тер-
ритории области не изучена.

Тумаринский предгорный бассейн (II_2) располагается в пределах юго-
западного фланга тектонической зоны форланда. Бассейн сложен отложе-

ниями триасового и юрского возрастов, представленными песчаниково-алевролитово-глинистыми породами. Зона региональной трещиноватости проморожена. Здесь могут быть развиты подмерзлотные воды трещинно-жильного типа. Юго-западная часть Тумаринского бассейна характеризуется некоторым снижением мощности многолетнемерзлых пород. Наличие крупных наледей в этом районе свидетельствует о развитии здесь таликов в речных долинах. Расположение этих таликов вследствие слабой изученности достоверно не установлено.

Яно-Колымская гидрогеологическая складчатая область (*III*₁), представленная на территории листа своей западной частью, приурочена к Саргангскому синклинорию, сложенному терригенными породами пермского, триасового и юрского возрастов. Зона региональной трещиноватости данной структуры проморожена, за исключением речных долин, где могут быть встречены надмерзлотные талики. В основании многолетнемерзлых пород развита подмерзлотная трещиноватая зона мощностью 10–50 м, которая содержит трещинные воды. Такие воды были вскрыты скважинами в отдельных пунктах. Обводненность подмерзлотной трещиноватой зоны невелика, удельные дебиты скважин составляют сотые доли литра в секунду. Подмерзлотные воды обладают неодинаковым напором: от 46 до 274 м. Установившиеся уровни в скважинах изменяются в значительных пределах, в зависимости в основном от местоположения скважин в рельефе. Повышенные водопритоки наблюдаются на участках пересечения скважинами зон тектонических нарушений, где основная роль принадлежит трещинно-жильным водам. Удельные дебиты скважин в этом случае достигают 1,2–2,4 л/с.

Исходя из геологического строения и возраста водовмещающих пород, мерзлотных условий, а также условий циркуляции подземных вод, в гидрогеологическом разрезе выделяются следующие подразделения:

- воды сезонноталого слоя;
- локально-водоносный криогенно-таликовый четвертичный (нерасчлененный) аллювиальный и озерно-аллювиальный комплекс;
- водоносный субкриогенный меловой терригенный комплекс;
- водоносный субкриогенный юрский терригенный комплекс;
- водоносный субкриогенный средне-верхнеюрский терригенный комплекс;
- водоносный субкриогенный нижнеюрский терригенный комплекс;
- водоносный субкриогенный триасовый комплекс;
- водоносный субкриогенный карбон-пермский терригенный комплекс.

Из водоносных комплексов карбон-пермских, триасовых, юрских и меловых отложений на гидрогеологической схеме показаны лишь первые от поверхности. Ниже приводится описание перечисленных водоносных комплексов.

Воды сезонноталого слоя (СТС) в летний период распространены практически повсеместно, во всех генетических типах четвертичных отложений, а также в верхней трещиноватой части коренных пород. Мощность горизонта СТС колеблется от 0,1 до 3–4 м. Питание воды СТС получают за счет атмосферных осадков. Площадь распространения их совпадает с областью питания. Воды имеют свободную поверхность, но на стадии промерзания могут приобретать криогенный напор. Водопритоки в шурфы в

летне-осенний период достигают 0,02–0,5 л/с. На отдельных участках разновысотных террас рек Лена и Вилюй отмечены источники с дебитом до 10 л/с. Воды гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниевые с минерализацией от 0,02 до 0,2 г/дм³. Ввиду сезонности существования и небольших ресурсов эти воды не имеют практического значения.

Локально-водоносный криогенно-таликовый четвертичный (нерасчлененный) аллювиальный и озерно-аллювиальный комплекс распространен незначительно и изучен в пределах межгорных впадин и широких речных долин рек Лена и Бытантай. Его мощность от 0,5 до 100 м. Надмерзлотные воды подрусловых таликов распространены по всем значительным рекам. Мощность таликов под малыми реками – 1,5–2 м, при ширине 40–200 м. В долинах крупных рек ширина замкнутых таликов – 400–500 м, при мощности от 6 до 30 м. Обводнены песчано-галечниковые отложения. Коэффициент фильтрации 56 м/сут. Удельные дебиты скважин 0,9–1,1 л/с. Воды пресные (минерализация до 0,5 г/дм³), гидрокарбонатные кальциевые или натриево-кальциевые. Таликовые воды могут использоваться для водоснабжения небольших поселков. В зимний период подрусловые талики сохраняются только в долинах наиболее крупных рек, а в сквозных подрусловых таликах (реки Лена, Вилюй), питающихся водами подмерзлотных горизонтов, подрусловой поток сохраняется даже в самые суровые зимы.

Водоносный субкриогенный меловой терригенный комплекс вскрыт и изучен в Усть-Вилюйском районе, где породы этого возраста представлены крупнозернистыми песками и песчаниками. Открытая пористость в среднем 4–5 %. Обводнены пористые пески и трещиноватые песчаники общей мощностью от 200 до 500 м, содержащие на глубинах от 31 до 170 м межмерзлотные, а на глубинах 170–480 м – подмерзлотные порово-пластовые и пластово-трещинные воды. Статические уровни межмерзлотных вод соответствуют уровням воды в реках, а подмерзлотных – на 6–12 м выше их. Пьезометрические уровни подмерзлотных водоносных горизонтов соответствуют уровням близлежащих озер. Питание подмерзлотных горизонтов осуществляется за счет инфильтрации озерных вод через подозерные талики. Водообильность пород слабая. Скважины, вскрывшие подмерзлотные воды, дают дебит до 0,4 л/с при самоизливе. Воды гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые (табл. 16) с минерализацией от 1,7 до 4 г/дм³ (скв. 6). Межмерзлотные воды имеют слабые напоры и низкие дебиты скважин (до 0,3 л/с). Воды хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией 0,2–0,8 г/дм³ (скв. 6).

Водоносный субкриогенный юрский терригенный комплекс распространен в синклиналих структурах Верхоянской и Горно-Якутской гидрогеологических областей первого порядка. На территории листа этот комплекс практически не изучен, за исключением Китчанской и Усть-Вилюйской разведочных площадей. Зона региональной трещиноватости юрских отложений проморожена, поэтому здесь можно ожидать развития лишь над- и подмерзлотных трещинных и трещинно-жильных вод. Косвенным свидетельством обводненности комплекса могут служить довольно частые, но небольшие по объему наледи. Подмерзлотная трещиноватая зона в основании многолетнемерзлых пород этого комплекса на территории листа не изучена.

Водоносный субкриогенный средне-верхнеюрский терригенный комплекс изучен на Китчанской площади. В масштабе карты он не выражается и ге-

**Химический состав подземных вод Лено-Вилуйского
артезианского бассейна**

Скважина, глубина опробования	Минерализа- ция, г/дм ³	Формула ионного состава
<i>Водоносный субкриогенный триасовый терригенный комплекс</i>		
Китчанская № 5, 2130–2150 м	105,5	$\frac{Cl100}{(Na+K)86Ca10Mg3} Br100B500$
Китчанская № 5, 1500–1540 м	45,4	$\frac{Cl100}{(Na+K)72Ca23Mg5} Br65B20$
<i>Водоносный субкриогенный нижнеюрский терригенный комплекс</i>		
Китчанская № 5, 1110–1125 м	42,5	$\frac{Cl100}{(Na+K)72Ca23Mg5} Br35,0$
Усть-Вилуйская № 6, 1587–1677 м	76,51	$\frac{Cl99HCO3.1}{(Na+K)71Ca25Mg4}$
Усть-Вилуйская № 6, 2049–2063 м	99,9	$\frac{Cl100}{(Na+K)82Ca16Mg2} Br100J6K438Sr500$
<i>Водоносный субкриогенный средне-верхнеюрский терригенный комплекс</i>		
Китчанская № 5, 301 м	8,79	$\frac{Cl98HCO3.2}{(Na+K)84Ca12Mg4}$
Китчанская № 5, 87 м, самоизлив	0,30	$\frac{HCO3.71Cl29}{(Na+K)97Ca3}$
<i>Водоносный субкриогенный меловой терригенный комплекс</i>		
Усть-Вилуйская № 6, 265 м	2,0	$\frac{Cl70HCO3.25SO4.5}{(Na+K)60Ca30Mg10}$
Усть-Вилуйская № 6, 106 м	0,80	$\frac{HCO3.78Cl20SO4.2}{(Na+K)75Ca22Mg3}$

нерализованный ареал его распространения показан объединенным с ареалом нижнеюрского водоносного субкриогенного терригенного комплекса. Породы средней и верхней юры представлены песчаниковой толщей с редкими прослоями аргиллитов и алевролитов общей мощностью от 950 до 1150 м. Обводнены трещиноватые песчаники, содержащие как порово-пластовые, так и пластово-трещинные напорные воды. Пористость их 7–12 %; дебиты скважин до 12 л/с при самоизливе. На глубинах менее 90 м воды пресные хлоридно-гидрокарбонатные натриевые (минерализация 0,2–0,4 г/дм³), но в них обнаружены денитрифицирующие, сульфатвосстанавливающие и другие бактерии (скв. 5). Это указывает на разгрузку вод более глубоких водоносных горизонтов по Китчанскому надвигу. В поднадвиго-

вой части воды вскрыты на глубинах от 90 до 300 м. По качеству они соленые, хлоридные натриевые. В более глубоких горизонтах обнаружены следы стронция, бария и других микрокомпонентов. На глубинах свыше 300 м встречены соленые хлоридные натриевые высокометаморфизованные воды с минерализацией до 8,7 г/дм³. На глубине 1500 м температура вод +37° С. Практического применения эти воды не имеют.

Водоносный субкриогенный нижнеюрский терригенный комплекс распространен в пределах Приверхоянского краевого прогиба, но изучен только на Китчанской и Усть-Вилюйской разведочных площадях. Обводнены песчаные слои мощностью от 8 до 20 м, переслаивающиеся с глинами. Общая мощность нижнеюрских отложений варьирует от 260 до 390 м. Пористость песчаных разностей от 6 до 20 %, проницаемость от 9 до 287 мД. Дебиты скважин достигают 2 л/с. Намечается общее увеличение глубины залегания подземных вод от 1100–1350 м на северо-востоке до 1260–2300 м на юго-западе. Пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются на глубине 375–603 м (Усть-Вилюйская площадь). Местами воды самоизливаются (Китчанская площадь). Абсолютные отметки их уровня снижаются с юго-запада на северо-восток от +210 до +140 м.

Подземные воды, вскрытые в поднадвиговой зоне Китчанского надвига на глубинах 1100–1350 м, по составу хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией от 42,5 до 72,9 г/дм³ (табл. 16). В надвинутом, гипсометрически более приподнятом, крыле Китчанского надвига на глубинах 120–140 м обнаружены пресные гидрокарбонатные натриевые воды с минерализацией до 0,6 г/дм³. На столь резкую разницу состава и степени минерализации нижнеюрских подземных вод оказал влияние надвиг, который нарушил закрытость вод в надвинутой части структуры.

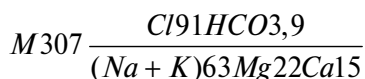
На Усть-Вилюйской площади воды, вскрытые на глубинах 1260–2300 м, хлоридные кальциево-натриевые и хлоридно-натриевые с минерализацией от 76,6 до 100 г/дм³ (скв. 6). В рассольных водах содержание микрокомпонентов увеличивается с увеличением минерализации (мг/л): бром – 35–100; йод – 0–6; калий – 146–1200; стронций – 0–500. Газ, растворенный в воде, состоит из метана (93–95 %), тяжелых углеводов (2–3,5 %) и азота (3,5–5 %). Температура подземных вод возрастает с северо-востока на юго-запад от +32 до +55°С.

Водоносный субкриогенный триасовый терригенный комплекс распространен в пределах Приверхоянского краевого прогиба, а также в Центрально-Верхоянском гидрогеологическом массиве и Яно-Колымской гидрогеологической складчатой области. Комплекс изучен в процессе разведочного бурения на Усть-Вилюйской и Китчанской площадях, где триас представлен чередующимися слоями песчаников, алевролитов и аргиллитов общей мощностью 1200–1600 м. Обводнены трещиноватые средние- и крупнозернистые песчаники мощностью от 55 до 325 м и более, содержащие на глубинах от 100 до 2700 м напорные трещинно-пластовые воды. Водообильность зависит от степени трещиноватости пород. Пористость в среднем 5–6 %. Дебиты скважин от 1,2 до 7 л/с. На Китчанской площади на глубинах до 100 м подземные воды-пресные (до 1 г/дм³), гидрокарбонатные натриевые, в более глубоких горизонтах – рассольные, хлоридные натриевые и хлоридные кальциево-натриевые с минерализацией от 45 до 105 г/дм³ и более (табл. 16). Содержание брома – до 100 мг/л, бора – до 50 мг/л. Газ, растворенный в воде, состоит из

метана (97–98 %), тяжелых углеводородов (1,5–2,0 %) и азота (0,5–1 %). Висячем крыле Китчанского надвига на глубине 1600 м (скв. 5) температура вод +27,6 °С, а в лежащем на глубине 2257 м (скв. 6) +58 °С. В восточной части листа водоносный субкриогенный триасовый терригенный комплекс изучен на месторождении Звездочка. Скважина № 3 вскрыла подмерзлотные воды на глубине 250 м. Воды напорные, величина напора составила 247,9 м. Пьезометрический уровень установился на глубине 2,1 м от поверхности земли. Дебит скважины составил 0,3 л/с при понижении 37 м. По химическому составу подземные воды хлоридно-гидрокарбонатные натриево-калиевые с минерализацией 0,17 г/дм³.

Водоносный субкриогенный карбон-пермский терригенный комплекс, распространённый в пределах Верхоянского хребта, изучен слабо. По характеру циркуляции воды комплекса относятся к трещинному и трещинно-жильному типам, с последними связаны многочисленные наледы, часто образующие наледные поля. Суммарный дебит источников, образующих наледы на западном склоне Верхоянского хребта, достигает 25 000 л/с, а на восточных отрогах – 18 000 л/с при дебите отдельных источников до 100 л/с. Неравномерность распределения наледных полей, возможно, связана с локальностью распространения подземных вод в отложениях карбона и перми. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые или натриевые с минерализацией до 0,1 г/дм³.

По данным В. С. Андреева [73], в зоне распространения отложений перми обнаружено солёное озеро (10 км к западу от устья р. Кимпиче). Оно сформировано поступающими по многочисленным трещинам Кюнкую-ского взброса подмерзлотными минерализованными водами. Точно определить приуроченность этих вод к тому или иному комплексу в настоящее время невозможно. Хлоридные натриевые воды с минерализацией 30,4 г/дм³ имеют температуру выше, чем в окружающих водоемах. Состав и минерализация этих вод



указывают на их возможную связь с солёными горизонтами в основании верхоянского комплекса. В составе микрокомпонентов этих вод присутствуют (мг/л): бор – до 4,27, барий – 0,204, марганец – 0,040, стронций – 15,88. Местное население использует воды озера (по составу аналогичные воде курорта «Старая Русса») для лечения глазных болезней.

Для хозяйственно-питьевого использования на территории Лено-Виллюйского и Нижнеленского артезианских бассейнов наиболее перспективны порово-пластовые воды над- и межмерзлотных таликов, а также трещинно-пластовые воды субкриогенного мелового терригенного водоносного комплекса. На территориях Верхоянской и Горно-Якутской гидрогеологических складчатых областей для этих целей пригодны трещинные и порово-пластовые воды долинных таликовых зон (преимущественно надмерзлотные воды подрусовых таликов). Недостаточно определенные вследствие слабой изученности перспективы имеет и использование трещинных и трещинно-жильных вод подмерзлотной зоны трещиноватости, подобных вскрытым на месторождении Звездочка.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Специализированные геоэкологические исследования на территории листа не проводились. Для оценки ее геолого-экологической обстановки использованы геологические материалы предшественников.

Основные особенности эколого-геологической обстановки на территории листа определяются его положением в северо-таежной субарктической зоне и преобладающим горным характером местности. Основную часть территории составляют горный пояс Верхоянского хребта и примыкающее к нему с востока Янское плоскогорье. Незначительную юго-западную часть территории занимает Приленская равнина. Речная сеть принадлежит к бассейнам рек Лена и Яна, водоразделом которых является главная водораздельная линия Верхоянского хребта. Существенной климатической особенностью района является преобладание осадков над испаряемостью. В сочетании с расположением района в области сплошного развития многолетнемерзлых пород это приводит к переувлажнению поверхностных грунтов и интенсивному водообмену в них, способствующему определенной нивелировке условий миграции микроэлементов в слое сезоннотальных пород и отсутствию существенных различий между элювиальными и трансэлювиальными геохимическими ландшафтами. В структуре речного стока доля вещества, выносимого рекой в твердой фазе (механическая форма миграции) резко преобладает над выносом растворенных соединений. Так, р. Яна при годовом расходе воды $309,053 \text{ км}^3$ выносит за год $51,3 \times 10^6 \text{ т}$ твердых веществ (гидрометеопункт Джанкы). Растворенный сток составляет $0,97 \times 10^6 \text{ т}$, т. е. менее 2 %. Суммарное количество вещества, выносимого р. Яна за год с 1 км^2 площади бассейна, оценивается в среднем в $219,6 \text{ т}$ [264].

В зависимости от степени расчлененности рельефа, характера и интенсивности экзогенных геодинамических процессов в составе природных ландшафтных комплексов выделяются поверхности выравнивания, высокогорье, среднегорье, низкогорье, днища речных долин и низменная равнина. В связи с высокой степенью расчлененности рельефа во всех разновидностях природных ландшафтных комплексов проявлена вертикальная зональность почвенно-растительного покрова. В низменных участках местности (до абсолютных высотных отметок 300–400 м) преобладают северо-таежные растительные ассоциации, характеризующиеся переходными чертами к средне-таежным. В интервале гипсометрических отметок 400–1300 м развиты типичные северо-таежные растительные ассоциации, а в интервале 1300–1700 м — лесотундровые и субальпийские кустарниковые ассоциации. На гипсометрических уровнях выше 1700 м распространены мохово-лишайниковые, реже — кустарниковые тундровые ассоциации.

Элювиальные природные ландшафтные комплексы представлены разно-высотными поверхностями выравнивания, представляющими собой плоские или полого-выпуклые водоразделы, сформированные комплексной денудацией на дислоцированных породах верхоянского комплекса и фрагментарно сохранившемся грубообломочном аллювии древней гидросети. Они обладают наибольшей геодинамической устойчивостью. Участками эти поверхности переувлажнены и слабо заболочены. Ведущими современными ландшафтообразующими процессами являются денудация, морозобойная сортировка почвенного материала и криогенное выветривание.

Трансэлювиальные природные ландшафтные комплексы, занимающие основную часть территории, объединяют высокогорный, среднегорный и низкогорный горно-склоновые типы местности. Участки высокогорья в наибольшей степени подвержены влиянию современных неблагоприятных геодинамических процессов. Более 40 % поверхности слагающих их склонов, крутых и средней крутизны, заняты крупнообломочными подвижными осыпями, лишенными почвенно-растительного покрова. Здесь многочисленны выходы скальных пород, часто образующие невысокие карнизы различной протяженности. На эколого-геологической схеме эти объекты не показаны вследствие их повсеместной распространенности. В зимние периоды эти участки лавиноопасны. Воздействие снежных лавин на ландшафт незначительно из-за малоснежности. Верховья речек и ручьев, прорезающие склоны в области высокогорья, характеризуются крутым продольным профилем, глубоким, зачастую каньонообразным врезом, обилием выходов коренных пород, небольших водопадов, локальных крупноглыбовых курумников. Очень изменчив режим поверхностного стока этих ручьев: их пересыхающие в засушливые периоды теплого времени года русла во время обильных и затяжных дождей переполняются стремительными потоками, зачастую непроходимыми. В большей степени эти явления характерны для верховьев рек Ленского бассейна, отличающихся от рек бассейна р. Яна более глубоким врезом при большем количестве осадков.

Описанные неблагоприятные геодинамические процессы повсеместно развиты и на территориях среднегорья, где интенсивность их меньшая. Здесь преобладают склоны средней крутизны, а подвижные крупнообломочные осыпи занимают 20–30 % площади. Выходы скальных пород распространены в более крутых верхних частях склонов и на многочисленных участках интенсивного руслового вреза и боковой эрозии. Здесь (особенно в Ленских покатах) распространены теснины и каньоны глубиной в первые десятки метров, а дождевые паводки более интенсивны и длительны. Водораздельные поверхности в пределах среднегорья узкие, полого-выпуклые или гребневидные. Автономные элювиальные ландшафты здесь развиты ограниченно и немасштабны по размерам. Мощность сезонноталого слоя (СТС) в среднегорье обычно не превышает 1,0 м, что ограничивает интенсивность солифлюкционных процессов, слабо проявляющихся в нижних частях склонов, в пределах пролювиально-делювиальных шлейфов. Ведущими современными рельефообразующими процессами в пределах высокогорья и среднегорья являются криогенное выветривание, гравитационное перемещение крупнообломочного материала, плоскостной смыв и эрозия.

Территории низкогорья характеризуются преимущественно пологими склонами и склонами средней крутизны. Крупнообломочные незадерно-

ванные элювиальные развалы и осыпи здесь занимают не более 20 % поверхностей склонов и водоразделов, преимущественно в верхних их частях. Подвижные осыпи развиты ограниченно: обычно это осыпи, сопровождающие денудационные уступы — скальные выходы устойчивых к комплексной денудации пород на участках их моноклиналиного залегания. Большая часть склонов покрыта делювиально-солифлюкционными образованиями и залесена или задернована. Широко развиты мерзлотные формы нанорельефа: бугры пучения, полигональные грунты, солифлюкционные террасы, делли. Выположенные понижения переувлажнены и большей частью заболочены. К неблагоприятным геодинамическим процессам, свойственным всем областям горного пояса, относится образование наледей, более распространенных на территориях среднегорья и низкогорья. Основными современными рельефообразующими процессами в областях низкогорья являются криогенное выветривание, плоскостной смыв, солифлюкция и эрозия.

Аккумулятивные природные ландшафтные комплексы включают долинный и низменно-равнинный типы местности. Первый представлен днищами разработанных долин основных рек, прорезающих территории средне- и низкогорья. В пределах высокогорья эти комплексы развиты ограниченно. Все разработанные долины горного пояса являются троговыми. В пределах днищ троговых долин развит комплекс разнообразных по генезису рыхлых образований: аллювиальных, аллювиально-озерных, ледниковых, озерно-ледниковых, флювиогляциальных, пролювиальных. При всем разнообразии этих терригенных образований им свойственна некоторая общность литологических особенностей: слабая гранулометрическая отсортированность, присутствие грубообломочного материала (щебнистого или валунно-галечного), значительная роль алевро-пелитовой составляющей, что обуславливает их слабую проницаемость, а в некоторых случаях — их тиксотропные свойства и, как следствие, возможность образования селевых потоков. Современные речные долины с комплексом низких террас врезаны в днища трогов. Основными неблагоприятными геодинамическими процессами в областях долинных аккумулятивных ландшафтных комплексов являются заболачивание, солифлюкция, боковая эрозия и образование деллей. Определенную напряженность в экологическую обстановку этих ландшафтных комплексов вносят повторяющиеся раз в 20—50 лет катастрофические весенние паводки, вызываемые образованием ледяных заторов. Во время таких паводков происходит подтопление первой надпойменной террасы. Частичное подтопление этой террасы может происходить и во время летних паводков, вызываемых обильными затяжными дождями.

Равнинно-низменный тип местности в аккумулятивных ландшафтных комплексах представлен в юго-западной части территории листа Приленской равниной, достаточная ландшафтная характеристика которой приведена в условных обозначениях к эколого-геологической схеме. Основными неблагоприятными геодинамическими процессами на этой части территории являются заболачивание и солифлюкция, распространенная в зоне сочленения равнины с низкогорьем.

Особо следует упомянуть о субаквальных ландшафтах — руслах и поймах рек, особенно в высокогорье и среднегорье. Здесь в грандиозных масштабах осуществляется глубинная и боковая эрозия и транспортировка

обломочного и растворенного материала. Морфология русел и пойм чрезвычайно изменчива. Паводковые явления и многочисленные наледи обуславливают оценку эколого-геологической обстановки этих ландшафтов как напряженную, близкую к кризисной. На ЭГС эти ландшафты не показаны как внесмасштабные, однако полное представление об их распространенности демонстрирует распределение гидросети.

Территория горных сооружений Верхоянья слабо сейсмична. Максимальная магнитуда наблюдавшихся здесь землетрясений составляет 5,3 бала. Очаги наблюдаемых землетрясений характеризуются неглубоким залеганием (около 35 км).

Геохимическая устойчивость природных ландшафтных комплексов территории определяется главным образом сорбционной способностью коренных пород и рыхлых образований. Геохимически устойчивыми являются элювиальные ландшафтные комплексы, субстрат которых представлен терригенными рыхлыми и литифицированными образованиями, а в механическом составе незрелых почв преобладают тяжелые суглинки. Средней геохимической устойчивостью характеризуются трансэлювиальные ландшафтные комплексы, субстратом которых служат щебнистые супесчано-суглинистые грунты на литифицированных породах верхоянского терригенного комплекса, а преобладающим типом водообмена, как и в элювиальных ландшафтах, является инфильтрационный. Аккумулятивные комплексы ландшафтов обладают наибольшей сорбционной способностью. В их субстрате часты участки, содержащие оторфованные горизонты, а тип водообмена — инфильтрационно-испарительный. Эти ландшафты в геохимическом отношении малоустойчивы. Преимущественно в трансэлювиальных ландшафтах зафиксированы природные аномалии свинца и цинка (правобережье р. Соболах-Маян), олова, меди (правобережье р. Дянышка). Средние ореольные содержания токсикантов в них редко превышают 8 ПДК, а аномальные максимумы очень незначительны по площади. Влияние аномалий тяжелых металлов, установленных в коренных породах, на состояние природной среды достоверно не изучено. Судя по преимущественно слабому их отражению в потоках рассеяния, они также не вызывают существенного нарушения благоприятного состояния среды. Наиболее значительные содержания токсикантов (свинца, цинка, меди, ртути и олова) отмечены металлометрическими съемками в почвах рудных полей основных месторождений и проявлений: Мангазейского, Аномального, Чочимбальского, Звездочка.

Территория листа очень слабо заселена, и антропогенное влияние на ее экологию минимально. Основные поселения — Батагай-Алыта, Себян-Кюель, Суордах и Эндыбал — поселки сельского типа с населением менее 200 человек. Основные занятия местного населения — оленеводство и охотничий промысел. Исключение составляет пос. Эндыбал — база геологоразведчиков Мангазейской группы месторождений. Современное состояние природной среды здесь практически является ненарушенным естественным. Техногенное влияние на геологическую среду связано с отработкой россыпей золота (верховья руч. Чочимбал) и олова (россыпи рудного узла Аномальный) и геологоразведочными работами, ведущимися в настоящее время на месторождениях Аркачанское, Мангазейское и Кимпиче. Междуречье Дянышка—Ляписке входит в состав Усть-Вилуйского националь-

ного парка, организованного с целью сохранения природных экосистем. На территории листа имеются также два ресурсных резервата: «Ундюлюнг» (междуречье Ундюлюнг–Тирехтях) и «Орулган-Сис» (хребет Орулган в бассейне верховьев р. Соболох-Маян). На территориях резерватов охраняются все виды животных, птиц и ихтиофауны зоны северной тайги. Основным объектом охраны резервата «Орулган-Сис» является снежный баран (чубуку).

С учетом геохимической и геодинамической устойчивости ландшафтных комплексов и антропогенного воздействия на них, на схеме оценки эколого-геологической обстановки выделены площади с удовлетворительной и напряженной обстановками. Основным критерием их разделения является сумма неблагоприятных природных геодинамических процессов. Наиболее благоприятными для проживания участками местности в пределах площадей с напряженной обстановкой являются днища молодых троговых долин.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге проведенных исследований составлен комплект Госгеолкарты-1000 (третье поколение) на площадь листа Q-52 – Верхоянские цепи, включающий геологическую карту, карту полезных ископаемых, карту закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, схемы масштаба 1 : 2 500 000 – геоморфологическую, тектоническую, глубинного строения, эколого-геологическую, а также согласованную базу данных, объяснительную записку с текстовыми приложениями. Комплект карт составлен на основе обобщения материалов, включающих результаты среднemasштабных и крупномасштабных геологических съемок, тематических исследований, данных геофизических, поисковых и поисково-оценочных работ на все виды полезных ископаемых.

Геологическая карта более информативна, чем изданные ранее. На основании современных стратиграфических схем детализировано геологическое строение территории, проведено расчленение разреза в объеме местных стратиграфических подразделений. На базе нового фактического материала составлены схемы корреляции разрезов, уточнены схемы структурно-фациального районирования для каменноугольных, пермских, триасовых, юрских и меловых отложений. Выполнение новейших радиогеохронологических датировок магматических образований (U-Pb метод по цирконам) позволил уточнить последовательность эндогенных процессов на территории листа.

Тектоника района рассмотрена с геодинамических позиций. Выявлена унаследованность и взаимосвязь важнейших глубинных и поверхностных тектонических структур, определен возрастной диапазон их формирования, выделены главные разломы, показаны основные структурные этажи, на новом уровне знаний рассмотрено глубинное строение и история развития исследованного региона. Минерагения тесно увязана с основными чертами геодинамической эволюции.

На карте полезных ископаемых показано 515 объектов (месторождения, рудопоявления, пункты минерализации). Проведена их типизация по рудноформационной и генетической принадлежности.

На карте закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых наряду с известными нашли отражение новые региональные закономерности размещения полезных ископаемых. К последним относятся: 1 – элементы глубинного строения, связанные с формированием трехлучевой среднепалеозойской рифтовой системы; 2 – благороднометалльно-полиметаллическая специализация терригенно-углеродистых каменноугольных и пермских отложений, накапливавшихся главным образом в глубоковод-

ных частях пассивноокраинного палеобассейна (внешнего шельфа, континентального склона); 3 — наличие систем длительно развивавшихся разноориентированных разломов глубинного типа как продольных по отношению к простиранию основных структур, так и диагональных и поперечных; 4 — разнообразный и достаточно продолжительный позднемезозойский магматизм, связанный с развитием Западно-Верхоянского пояса гранитоидов; 5 — интенсивность проявления, глубина залегания позднемезозойских гранитоидных интрузий и приуроченность их определенному магматическому комплексу (формационная принадлежность). С учетом этих закономерностей проведено минерагеническое районирование территории, уточнены возраст, границы и площади развития минерагенических зон, рудных районов и узлов. Основная часть территории листа относится к Верхояно-Колымской минерагенической провинции, в пределах которой выделены Западно-Верхоянская, Омолойская, Дулгалах-Брюнгадинская продольные минерагенические зоны и Яно-Адычанская зона так называемых «поперечных» рядов, имеющих северо-восточную или субширотную ориентировку и осложняющих продольную минерагеническую зональность. В пределах минерагенических зон выделено 36 рудных районов, узлов и рудоносных зон, из них впервые два прогнозируемых рудных района — Дянышкинский и Верхне-Дулгалахский, 13 узлов и рудоносных зон — Севосиликитский, Сынчинский, Кимпиче-Берелехский, Верхне-Эчийский, Баяндинский, Балбукский, Демунджинский, Эмчечинский, Токурский прогнозируемые рудные узлы, Нижне-Билляхская, Оюн-Урягинская, Бетюгенская и Эчийско-Билляхская прогнозируемые рудоносные зоны.

Главные перспективы территории определяют золото, серебро, свинец и цинк, олово. Среди них установлены следующие важные в промышленном отношении рудные формации: 1 — золото-висмут-полисульфидная полигенная; 2 — золото-сульфидно-кварцевая; 3 — золото-полиметаллическая березитовая; 4 — золото-(мышьяково)-сульфидная; 5 — золото-сурьмяная березитовая; 6 — золото-кварцевая малосульфидная; 7 — серебро-полиметаллическая березитовая; 8 — олово-серебро-полиметаллическая березитовая; 9 — касситерит-силикатно-сульфидная; 10 — свинцово-цинковая жильная.

Прогнозный потенциал (категории $P_1 + P_2 + P_3$) территории листа на 1.01.06 г. составляет: золото (т) — 530,1 (P_1 — 86,3, P_2 — 124,8, P_3 — 319); серебро (т) — 57 933 (P_1 — 11 244, P_2 — 20 379, P_3 — 26 310); свинец (тыс. т) — 4235,93 (P_1 — 1004,73, P_2 — 1355,2, P_3 — 1876); цинк (тыс. т) — 1371,1 (P_1 — 204, P_2 — 378,3, P_3 — 788,8); медь (тыс. т) — 108 (P_3); ртуть (т) — 4448 (P_1 — 801, P_2 — 1847, P_3 — 1800); олово (тыс. т) — 80,23 (P_2 — 53,23, P_3 — 27); сурьма (тыс. т) — 91 (P_1 — 6, P_2 — 35, P_3 — 50).

Приведена авторская оценка прогнозных ресурсов новых объектов по результатам прогнозно-минерагенических исследований: для серебра — 19 185 т (P_2 — 885 т, P_3 — 18 300 т), для золота — 219,7 т (P_2 — 0,7 т, P_3 — 219 т).

По результатам полевых и камеральных прогнозно-минерагенических исследований в рамках создания Госгеолкарты-1000/3 получены новые фактические данные, в том числе:

— в центральной части Куранахского рудного района Западно-Верхоянской минерагенической зоны (Ньюктоминский РУ, бассейн верховьев р. Дянышка) в терригенно-углеродистых каменноугольных отложениях

($C_{\text{орг}}$ до 4 %) в зонах рассеянной сульфидной минерализации установлено широкое развитие разнообразных морфогенетических типов сульфидов, характеризующихся повышенными значениями благородных и других рудогенных (Co, Cu, Pb, Zn, As) элементов. Сульфиды представлены преимущественно пиритом, мышьяковистым пиритом, редко арсенопиритом, с суммарным их количеством до 3–5 %. Au и Ag в пиритах присутствуют повсеместно, составляя в среднем (г/т) соответственно 1,14 (0,06–3) и 12,5 (0,5–100); отдельные пробы показали наличие палладия до 1,97 г/т. Полученные данные позволили положительно оценить перспективы проявления в Куранахском рудном районе нетрадиционного для региона золото-(мышьяково)-сульфидного прожилково-вкрапленного оруденения. Перспективные на этот тип территории расположены вблизи, в надкупольных частях и по обрамлению гранитоидных массивов раннемелового возраста.

Анализ материалов предшественников с учетом новых данных позволил выделить перспективные площади на поиски месторождений золото-(мышьяково)-сульфидных вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд в терригенно-углеродистых толщах карбона и перми. Это Красногорская площадь (Ньюкотоминский рудный узел, Куранахский рудный район) с ресурсами по категории P_3 золота 63 т и серебра 2045 т; Тарыннахская площадь, включающая участки Тарыннах I и Тарыннах II (Верхне-Дулгалахский рудный район) с ресурсами по категории P_3 золота 156 т, серебра 8424 т;

– на севере Куранахского рудного района расширены перспективы сереборудной минерализации Кимпиче-Берелехского рудного узла. В пределах флангов проявления Кимпиче обнаружены богатые фрейбергит-сидеритовые руды с содержанием серебра до 4160 г/т. Ресурсный потенциал западного фланга проявления Кимпиче увеличен на 1768 т (P_3), восточного на 2400 т;

– в южной части Кимпиче-Берелехского потенциального медно-сереборудного узла (участок Эргеллях) установлено широкое развитие субпластовых кварц-сидеритовых жил, в составе которых преобладают минералы меди (малахит, азурит, самородная медь), а также присутствуют сфалерит и пирит. Обогащенные сульфидными компонентами участки составляют около 20 %. Содержания меди достигают 13 %. Ресурсы меди по участку оценены впервые – 108 тыс. т (P_3);

– расширены перспективы на серебро южных флангов Верхне-Эчийского золото-олово-сереборудного узла, где при проведении полевых работ установлены субпластовые и секущие оловосодержащие полиметаллические тела с высоким содержанием серебра (до 6100 г/т, в среднем 300 г/т). Полученные данные позволили обосновать ресурсы серебра по проявлению Имтанджа – 885 т (P_2), золота – 0,72 т (P_2). Локализована перспективная Хадарыня-Имтанджинская площадь;

– на юге Куранахского рудного района обоснованы значительные перспективы на серебро Баяндинского прогнозируемого рудного узла. Ресурсы его по категории P_3 по авторским оценкам увеличены на 3433 т;

– проведение изотопных исследований и прежде всего обнаружение в серебро-полиметаллических рудах Эндыбальской рудоносной зоны значительных количеств мантийного гелия и атмосферного аргона позволили провести аналогию данного объекта с уникальным Дукатским сереборудным районом.

Несмотря на достаточно высокую изученность, некоторые стороны геологического строения и металлогении региона требуют дальнейшего изучения. Основными из них являются:

– более полное биостратиграфическое обоснование и уточнение возраста позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений с целью совершенствования схем региональной и межрегиональной корреляции, детализации и унификации структурно-фациального районирования;

– уточнение вещественного состава и времени формирования большинства магматических комплексов (ленского долеритового, дербекинского диорит-долеритового, дулгалахского диорит-гранодиоритового, дяншышкинского пироксенит-якупирангитового, аркачанского лампрофир-диоритового) путем проведения современных радиогеохронологических датировок;

– исследование изотопного состава руд с целью выяснения генезиса месторождений, разработки на этой основе критериев прогнозирования и возможностей оценки их ресурсного потенциала;

– выявление главнейших геологических предпосылок (формационных, литолого-фациальных, структурных, магматических и др.) для оценки перспектив региона на различные типы золото-(мышьяково)-сульфидной минерализации.

По результатам создания Госгеолкарты-1000/3 даны рекомендации по постановке следующих видов работ.

1. Региональные геологические исследования масштаба 1 : 200 000:

– ГДП-200 листов Q-52-I, II с целью оценки перспектив территории на серебряное (серебро-полиметаллическая формация) и золотое (золото-кварцевая малосульфидная формация) оруденение в Сынчинском и Сылыгырканском прогнозируемых рудных узлах в Западно-Верхоянской МЗ;

– ГДП-200 листа Q-52-X с целью оценки перспектив территории на комплексное медно-серебряное оруденение Кимпиче-Берелехского потенциального медно-серебрурудного узла;

– ГДП-200 листов Q-52-XXIX, XXX с целью оценки перспектив на серебряное (серебро-полиметаллическая формация) оруденение Баяндинского прогнозируемого медно-серебро-полиметаллического рудного узла Западно-Верхоянской МЗ.

2. Прогнозно-поисковые работы:

– *Тарыннахская площадь* (120 км²) на выявление рудных полей крупных объектов с бедными рудами золото-(мышьяково)-сульфидной формации (сульфидизированные песчаники нижней перми), P₃ – 156 т золота и 8424 т серебра (I очередь);

– *Красногорская площадь* (60 км²) на выявление рудного поля среднего или крупного объекта с бедными рудами золото-(мышьяково)-сульфидной формации (сульфидизированные песчаники верхнего карбона) P₃ – 63 т золота (I очередь).

3. Поисковые работы:

– *Хадарыня-Имтанджинской площадь* (55 км²) на выявление проявлений серебрурудной минерализации (в жильных телах олово-серебро-полиметаллической формации в алевро-песчаниковых породах среднего–верхнего карбона), P₂ – 885 т серебра и 0,72 т золота (I очередь).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрамов Б. С., Григорьева А. Д.* Биостратиграфия и брахиоподы нижнего карбона Верхоянья. — М.: Наука, 1986. 193 с.
2. *Абрамов Б. С., Григорьева А. Д.* Биостратиграфия и брахиоподы перми Верхоянья. — М.: Наука, 1988. 204 с.
3. *Абрамов Б. С., Григорьева А. Д.* Биостратиграфия и брахиоподы среднего и верхнего карбона Верхоянья. — М.: Наука, 1983. 183 с.
4. *Алексеев М. Н.* Антропоген Восточной Азии. — М.: Наука, 1978. 207 с.
5. *Алексеев М. Н., Камалетдинов В. А., Гриненко О. В.* Кайнозойские отложения Лены и Алдана // Путеводитель экскурсии 052/27-й Международный геологический конгресс. Якутская АССР, Сибирская платформа. — Новосибирск: Наука, 1984. С. 21–42.
6. *Алексеев М. Н., Камалетдинов В. А., Гриненко О. В., Фрадкина А. Ф., Белолобский И. Н.* Неогеновые и четвертичные отложения Нижнеалданской впадины и средней Лены // Путеводитель геологической экскурсии. — Якутск: Изд-во ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 43 с.
7. *Алексеев М. Н., Курпина А. И., Медянцева А. И., Хорева И. М.* Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления // Труды Геологического института, вып. 66. — М., 1962. 127 с.
8. *Амузинский В. А.* Металлогенические эпохи и золотоносность рудных комплексов Верхоянской складчатой системы. — Якутск: Изд-во Якутского ун-та, 2005. 248 с.
9. *Андреев В. С.* Складчатость на рубеже перми и триаса в Северном Верхоянье // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1985. № 3. С. 60–64.
10. *Андрианов В. Н.* Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянского хребта // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. — Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 24–87.
11. *Андрианов В. Н.* Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья (Томпо-Эчийское междуречье). — М.: Наука, 1966. 133 с.
12. *Андрианов В. Н., Бархатов Г. В., Прокопьев В. С.* и др. К выделению хабахской свиты в пермских отложениях Западного Верхоянья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 16. — Якутск, 1970. С. 126–132.
13. *Андрианов В. Н., Андрианова В. А.* Некоторые данные о ледовом типе литогенеза, о климатическом и температурном режиме осадконакопления верхоянского терригенного комплекса в позднепалеозойское время // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 10. — Якутск, 1962. С. 17–31.
14. *Андрианов В. Н.* Новые данные о возрасте солончанской и кыгылтасской свит (карбон) Западного Верхоянья // Современные проблемы геологии Якутии. — Якутск, 1981. С. 57–65.
15. *Андрианов В. Н., Израилев Л. М., Натанов Л. М.* О возрасте сюренской свиты Южного Орулгана // Проблемы стратиграфии девонских, пермских и триасовых отложений Верхоянья. — Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 88–99.

16. *Андреанов В. Н.* Пермские и некоторые каменноугольные амmonoидеи Северо-Востока Азии. — Новосибирск: Наука, 1985. 194 с.
17. *Андрусенко А. М., Еловских В. В., Оксман С. С.* Северо-западная часть Верхояно-Колымской складчатой области и сопредельные районы Сибирской платформы (строение доверхнепалеозойского основания) // Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. — Иркутск, 1972. С. 80—92.
18. *Андрусенко А. М.* Тектоническое строение северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области по данным региональных геофизических исследований // Мезозойский тектогенез. — Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1969. С. 75—78.
19. *Аристов В. В., Константинов М. М., Орлова Г. Ю. и др.* Аркачанское золоторудное месторождение, Западное Верхоянье // Руды и металлы, 2003, № 4. С. 15—30.
20. *Аристов В. В., Тихонова Н. В., Орлова Г. Ю. и др.* Кимпиче — новое серебрянорудное месторождение в Западном Верхоянье. // Строение рудных месторождений, 2006, № 2, с. 28—41.
21. *Архипов Ю. В., Волкодав И. Г., Камалетдинов В. А., Ян-жин-шин В. А.* Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области // Геотектоника, 1981, № 2. С. 81—98.
22. *Архипов Ю. В.* Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии. — Якутск: Якутское книж. изд-во, 1974. 270 с.
23. *Бабаян Г. Л.* Краткая характеристика и основные положения геологической интерпретации магнитных и гравитационных аномалий // Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. — Иркутск, 1972. С. 5—16.
24. *Балабанова Т. В.* Нижнемеловые отложения р. Алдан // Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Тр. ВНИГРИ, вып. 249, 1966. С. 137—146.
25. *Балабанова Т. В.* Об объеме хатырыкской свиты Центральной Якутии // Тр. ВНИГРИ, вып. 20, № 8. — Л.: Гостопиздат, 1963. С. 223—238.
26. *Балабанова Т. В.* О сопоставлении нижнемеловых угленосных толщ Ленского бассейна // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. — Новосибирск: Наука, 1967. С. 128—137.
27. *Баранова Ю. П., Бискэ С. Ф.* История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. // Северо-Восток СССР. — М.: Наука, 1964. 290 с.
28. *Бергер В. И.* Сурьма и ртуть // Критерии прогнозной оценки территории на твердые полезные ископаемые. — Л.: Недра, 1978. С. 287—314.
29. *Биджиев Р. А.* Стратиграфия и история осадконакопления юрских отложений севера Приверхоянского прогиба. Автореф. дис. на соискание уч. степ. канд. геол.-мин. наук. — М., 1968. 24 с.
30. *Биджиев Р. А., Натанов Л. М.* О проявлении кайнозойской складчатости в Верхоянье // ДАН ССР, 1972, т. 205, № 2. С. 411—413.
31. *Будников И. В., Гриненко В. С., Клец А. Г.* Верхоянский складчатый пояс — ключевой регион для решения основных проблем стратиграфии верхнего палеозоя Сибири // Отечественная геология, 1994, № 8. С. 42—46.
32. *Будников И. В., Гриненко В. С., Клец А. Г., Кутыгин Р. В., Сивчиков В. Е.* Модель формирования верхнепалеозойских отложений востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (закономерности осадков накопления, районирование, корреляции) // Отечественная геология, 2003, № 6. С. 86—92.
33. *Будников И. В.* Обоснование корреляции морских и континентальных отложений Сибири на основе анализа закономерностей седиментогенеза осадочных толщ // Формационный анализ в геологических исследованиях. — Томск: Томский гос. ун-т, 2002. С. 26—29.
34. *Будников И. В.* Принципы и результаты изучения цикличности осадконакопления верхнепалеозойских отложений Верхоянского палеобассейна // Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазоносности. — Новосибирск: Наука, 1988. С. 106—113.
35. *Будников И. В., Гриненко В. С., Давыдов Н. Е.* Проблемы стратиграфии каменноугольных отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. — Новосибирск: Изд-во СНИИГиМС, 1991. С. 32—44.

36. Будников И. В., Клец А. Г., Кутыгин Р. В., Гриненко В. С. Разрез карбона и перми р. Барайы как отражение этапности осадконакопления и развития биоты Верхоянья в позднем палеозое // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). — Якутск: Якутское изд-во СО РАН, 2001, № 1. С. 101–111.
37. Будников И. В., Клец А. Г., Кутыгин Р. В., Гриненко В. С. Эталонный разрез верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья // Стратиграфия и палеонтология Сибири. — Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 2000. С. 111–119.
38. Булгакова М. Д. Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области // Литология и полезные ископаемые, 1976, № 5. С. 99–108.
39. Булгакова М. Д. Крестьяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования // Литология и полезные ископаемые, 1967, № 3. С. 127–134.
40. Булгакова М. Д., Лазебник К. А., Сукнева Л. С. Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса // Известия АН СССР. Сер. геол., 1969. № 9. С. 61–72.
41. Булгакова М. Д., Колодезников И. И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-Востоке СССР (литология и вулканизм). — М.: Наука, 1990. 256 с.
42. Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим). — М.: Наука, 1977. 172 с.
43. Василевская Н. Д. Палеоботаническое обоснование стратиграфии угленосных отложений Ленского угольного бассейна // Тр. Совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. — Магадан, 1959. С. 336–340.
44. Васильев И. С. Карта протаивания грунтов Восточной Якутии // Закономерности сезонного протаивания грунтов в Восточной Якутии. — Якутск, 1981.
45. Вахрамеев В. А., Пушаровский Ю. М. Новые данные о геологическом строении Вилюйской впадины и Приверхоянского прогиба // ДАН, 1952, т. XXXIV, № 2. С. 333–336.
46. Вахрамеев В. А., Пушаровский Ю. М. О геологической истории Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба в мезозойское время // Вопросы геологии Азии. Т. 1. — М.: Наука, 1954. С. 588–628.
47. Вахрамеев В. А. Стратиграфия мезозойских отложений восточной и южной частей Сибирской платформы // Тр. Межведомственного стратиграфического совещания по стратиграфии Сибири. — Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 19–29.
48. Веклич В. С. Стратиграфия и тектоника Сартангского синклиория. — М.: Наука, 1979. 126 с.
49. Вихерт А. В., Возин В. Ф., Ивенсен Ю. П., Каширцев А. С., Проценко Е. Г. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. 212 с.
50. Вихерт А. В. Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклиория и прилегающей территории. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. 112 с.
51. Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Руднев С. Н., Хромых С. В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44, № 12. С. 1321–1338.
52. Возин В. Ф. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Яны. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. 118 с.
53. Гайдук В. В. Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 128 с.
54. Гайдук В. В., Прокопьев А. В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. — Новосибирск: Наука, 1999. 160 с.
55. Галабала Р. О. Об орогенезе в Западном Верхоянье // Мезозойский тектогенез. — Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1971. С. 61–68.
56. Галкин М. А. Структурно-минералогические и генетические особенности ртутных месторождений Северо-Восточной Якутии // Вопросы металлогении ртути. — М.: Наука, 1968, с. 163–177.

57. *Гамянин Г. Н., Аникина Е. Ю., Бортников Н. С. и др.* Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералого-геохимические особенности и генезис // Геология рудных месторождений, 1998, т. 40, № 5, с. 440–458.

58. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист Q-52, 53 – Верхоянск / Отв. ред. Л. М. Натапов. – Л.: ВСЕГЕИ, 1984. 130 с. (полезные ископаемые в самостоятельной книге, 1985 г).

59. Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000. Верхнеиндигирский блок. Листы: Q-53, Q-54, Q-55 / В. С. Гриненко, В. Б. Спектор и др. – СПб.: СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2000. – 20 л.

60. Геологическая карта Якутии. Масштаб 1 : 500 000. Западно-Верхоянский блок. Листы: R-51-В, Г; R-52; Q-51; Q-52-А, Б. / В. С. Прокопьев, А. С. Урзов, Ю. Л. Сластенов и др. – СПб.: СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. – 20 л.

61. Геологическая карта Якутии. Масштаб 1 : 500 000. Западно-Верхоянский блок. Листы: R-51-В, Г; R-52; Q-51; Q-52-В, Г. / В. С. Прокопьев, А. С. Урзов, Ю. Л. Сластенов и др. – СПб.: СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. – 20 л.

62. Геологическая карта Якутии. Масштаб 1 : 500 000. Центрально-Якутский блок. Листы: P-51, P-52 / В. С. Гриненко, В. А. Камалетдинов, Ю. Л. Сластенов и др. – СПб.: СПб картфабрика ВСЕГЕИ, 2000. – 18 л.

63. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-VII, VIII. Объяснительная записка / М. В. Сусов, Г. М. Любцова, В. А. Буров, Д. К. Башлавин. Ред. В. М. Моралев – М., 1984. 97 с.

64. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР / Под ред. Васильева В. Г. – М.: Гостоптехиздат, 1960. 478 с.

65. Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. I. Геологическое описание. Кн. 1. – М.: Недра, 1970. 536 с.

66. Геология Якутской АССР. – М.: Недра, 1981. 300 с.

67. *Гончаров В. И., Сидоров А. А.* Образование и развитие сульфидного вкрапленного и жильного оруденения в структурах перивулканической зоны // Термоборогеохимические исследования процессов минералообразования. – Новосибирск: Наука, 1988, с. 154–165.

68. *Горшенин Ю. Д., Евдокимов Ф. И., Падва Г. А.* и др. К стратиграфии юрских отложений Усть-Вилюйского района // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып. 6. – Якутск, 1961. С. 58–70.

69. Государственная геологическая карта Российской Федерации Масштаб 1 : 200 000. Серия Амгинская Листы P-52-XXV (Синск), P-52-XXVI (Тит-Ары), P-52-XXVII (Булгунняхтах). Объяснительная записка. – М., 1999.

70. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Полезные ископаемые Лист Q-52, 53 – Верхоянск. – Л., 1985, 116 с.

71. Государственная геологическая карта. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист P-52, 53 – Якутск. – СПб., 1999. 186 с.

72. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-I, II. Объяснительная записка / С. В. Тищенко, Л. М. Израилев, В. М. Крутий. Ред. Л. П. Зоненшайн. – М., 1977. 89 с.

73. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-III, IV. Объяснительная записка / В. А. Буров, Г. А. Бурова, В. Н. Чаленко. Ред. В. М. Моралев. – М., 1979. 82 с.

74. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-V, VI. Объяснительная записка / Р. О. Галабала, В. И. Осташкина, А. Ф. Попадич. Ред. А. Л. Ставцев. – М., 1979. 71 с.

75. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-IX, X. Объяснительная записка / В. С. Андреев, Г. М. Любцова, В. М. Крутий. Ред. А. К. Уфлянд. – М., 1981. 72 с.

76. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-XI, XII. Объяснительная записка / Ю. М. Сибирцев, С. В. Тищенко, И. К. Рычагова. Ред. В. М. Моралев. – М., 1978. 74 с.

77. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-ХІІІ, ХІV. Объяснительная записка / И. М. Битерман, Ю. М. Баранов, М. Г. Овандер, Л. П. Пичугин. Ред. А. К. Уфлянд. — М., 1979. 71 с.

78. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-ХV, ХVІ. Объяснительная записка / Н. А. Цейдлер., В. Н. Рыбченков. Ред. В. Т. Матвеевко. — М., 1977. 88 с.

79. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-ХVІІ, ХVІІІ. Объяснительная записка / В. С. Веклич. Ред. А. С. Симаков. — М., 1978. 59 с.

80. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-ХХІ, ХХІІ. Объяснительная записка / А. С. Урзов. Ред. В. Т. Матвеевко. — М., 1980. 108 с.

81. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-ХХІІІ, ХХІV. Объяснительная записка / С. А. Иванов. Ред. В. Т. Матвеевко. — М., 1980. — 93 с.

82. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-ХХІХ, ХХХ. Объяснительная записка / Л. Г. Тютюнников. Ред. В. Т. Матвеевко. — М., 1977. 78 с.

83. Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-ХХХІІІ, ХХХІV (устье р. Мунни). Объяснительная записка / А. Н. Гома, П. Е. Антонов. Ред. Ю. Л. Сластенов. — М., 1993. 87с.

84. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-ХХХV, ХХХVІ (Сиеген-Кюель). Объяснительная записка. / А. Н. Гома, Т. А. Морозова. Ред. Ю. Л. Сластенов. — М., 1999. 90 с.

85. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-53-І, ІІ. Объяснительная записка / Л. П. Пичугин, В. Н. Рыбченков, А. Ф. Попадич. Ред. А. К. Уфлянд. — М., 1981. 88 с.

86. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-53-VІІ, VІІІ (Томтор). Объяснительная записка / В. Р. Туманов. Ред. В. Т. Матвеевко. — М., 1978. 73 с.

87. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Листы: Q-53-ХІІІ, ХІV (Юнкюр), Q-53-ХІХ, ХХ (Сиррэм). Объяснительная записка / В. А. Камалетдинов, П. Е. Антонов. Ред. В. И. Бергер. — М., 1999. 116 с.

88. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Листы: Q-53-ХХV, ХХVІ (зим. Тырех-Юрюе). Объяснительная записка / Э. Н. Климов, П. Е. Антонов. Ред. Ю. В. Архипов. — М., 1990. 135 с.

89. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-ХХХІ, ХХХІІ (Коммунар). Объяснительная записка / Э. Н. Климов, П. Е. Антонов. Ред. Ю. В. Архипов. — М., 1990. 135 с.

90. *Граусман В. В., Матвеев В. Д., Мейен С. В.* Стратиграфия пермских отложений Вилуйской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 11. С. 57–67.

91. *Гриненко В. С., Будников И. В., Клец А. Г.* Закономерности осадконакопления верхнепалеозойских отложений северо-востока Сибирской платформы // Нефтегазоносные бассейны Западно-Тихоокеанского региона и сопредельных платформ: сравнительная геология, ресурсы и перспективы освоения. Первая Международная конференция. — СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 1996. С. 74.

92. *Гриненко В. С., Князев В. Г., Трущелев А. М.* и др. Лист Q-52 — Верхоянские цепи: состояние, проблемы расчленения, корреляции, ранжирования и картографирования осадочных образований юры в масштабе 1 : 1 000 000 // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Мат-лы Первого Всероссийского совещания. — М.: ГИН РАН, 2005. С. 53–55.

93. *Гриненко В. С., Князев В. Г., Трущелев А. М.* и др. Мелкомасштабное картографирование как основа повышения эффективности корреляции мезозойских страти-

графических схем зоны перехода между Сибирской платформой и Яно-Колымской складчатой областью // Палеонтология, биостратиграфия и палеобиогеография Бореального мезозоя. Мат-лы научной сессии. — Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2006. С. 81–85.

94. *Гриненко В. С., Петров В. Б., Прокопьев А. В., Сластенов Ю. Л.* Новые данные по стратиграфии юрских отложений Алданской ветви Предверхоанского прогиба // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. — Хабаровск, 1990. С. 206–207.

95. *Гриненко В. С., Князев В. Г.* Первая находка нижеааленского аммонита на западном склоне Верхоянского хребта // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. — Якутск: Изд-во ЯГУ, 1992. С. 103–114.

96. *Гриненко В. С.* Позднемезозойские континентальные образования востока Сибирской платформы и межрегиональные корреляции // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Тез. докл. стратигр. совещ. ДВ РМСК). — Чита, 2000. С. 79–83.

97. *Гриненко В. С.* Принципы районирования стратифицированных толщ зоны сочленения древней платформы и ее складчатого обрамления (на примере легенды Верхоянской серии Госгеолкарты-200 РФ) // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Тез. докл. стратигр. совещ. ДВ РМСК). — Чита, 2000. С. 14–17.

98. *Гриненко В. С.* Принципы стратиграфического районирования пермских отложений Верхоянья // Актуальные проблемы региональной геологии Сибири (стратиграфия, тектоника, палеогеография, минерагения). — Новосибирск: СНИИГГиМС, 1992. С. 59–60.

99. *Гриненко В. С., Стогний Г. А.* Роль ремобилизации докембрийского субстрата в формировании рудоносных объектов Западного Верхоянья // Вестник Госкомгеологии, 2004, № 1(6). С. 50–57.

100. *Гриненко В. С., Будников И. В.* Стратиграфическое районирование верхнего палеозоя Верхоянского складчато-надвигового пояса (Восточная Якутия) // Проблемы геологии и освоения минерально-сырьевых ресурсов Восточной Якутии. — Иркутск: Изд-во ИГУ, 1998. С. 55–57.

101. *Гусев А. И.* Булунский угленосный район // Тр. Арктического института. Т. 59. — Л.: Гостоптехиздат, 1936. С. 7–37.

102. *Гусев Г. С.* Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. — М.: Наука, 1979. 208 с.

103. *Гусев Г. С., Волочкович К. А., Межеловский Н. В., Минц М. В., Ревякин П. С.* Схема тектонического районирования России. Масштаб 1 : 5 000 000. — М.: МПР РФ, ИМГРЭ, ГЕОКАРТ, 2001. 12 л.

104. *Данилов В. И., Будников И. В.* Палеоботаническое обоснование корреляции верхнепалеозойских отложений Вилюйской синеклизы и Западного Верхоянья // Верхний палеозой и триас Сибири. — Новосибирск: Наука, 1989. С. 20–31.

105. *Данилов В. И., Казаков А. М., Могучева Н. К.* Пограничные отложения перми триаса Северного Верхоянья // Бореальный триас. — М.: Наука, 1987. С. 31–38.

106. *Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А.* Глубинная геодинамика. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 409 с.

107. *Дуранте М. В., Израилев Л. М.* Флористические комплексы и стратиграфия каменноугольных и пермских отложений меридиональной части Западного Верхоянья // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1977, Т. 52, № 4. С. 112–124.

108. *Еловских В. В.* О строении фундамента Верхояно-Колымской геосинклинальной области и его влияние на металлогению Восточной Якутии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 6. — Якутск, 1961. С. 34–41.

109. *Ермакова С. П.* Аммоноидеи и биостратиграфия нижнего триаса Верхоянского хребта. — М.: Наука, 1981. 138 с.

110. *Ермакова С. П.* Зональный стандарт бореального нижнего триаса. — М.: Наука, 2002. 109 с.

111. *Забалуев В. Н., Слостенов Ю. Л., Киричкова Л. И.* и др. О границе нижнего и верхнего мела в Западной Якутии // Вопросы геологии и нефтегазоносности Западной Якутии. — Л., 1976. С. 163–168.

112. *Зимкин А. В.* К стратиграфии пермских отложений Северо-Востока СССР // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 11. — Магадан, 1957. С. 31–64.

113. *Зимкин А. В.* Стратиграфическая схема пермских отложений Северо-Востока // Тр. Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Северо-Востока СССР. — Магадан, 1959. С. 98–107.

114. *Зинченко В. Н., Алексеев С. Н.* О положении границы между юрой и мелом в низовьях р. Лены // ДАН, 1981, т. 258, № 5. С. 1170–1172.

115. *Зиракадзе М. И.* Стратиграфия пермских отложений Саганджа-Быраайынского междуречья Западного Верхоянья // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 2. — Якутск, 1960. С. 74–80.

116. *Зоненшайн Л. П., Сборщиков И. М.* Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья // Геотектоника, 1965, № 4. С. 92–105.

117. *Зоненшайн Л. П.* Тектоника и анализ складчатости Верхоянья // Геотектоника, 1965, № 2. С. 58–78.

118. *Ивенсен Ю. П., Проценко Е. Г.* Рудные месторождения, их связь с изверженными породами, вещественный состав и структура // Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 133–203.

119. *Ивенсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. — Новосибирск: Наука, 1975. С. 323.

120. *Индолев Л. Н.* Дайки рудных районов Восточной Якутии. — М.: Наука, 1979. 195 с.

121. *Индолев Л. Н., Невойса Г. Г.* Серебро-свинцовые месторождения Якутии. — Новосибирск: Наука, 1974. 241 с.

122. *Индолев Л. Н., Жданов Ю. Я., Суплецов В. Н.* Сурьмяное оруденение Верхоянско-Колымской провинции. — Новосибирск: Наука, 1980. 205 с.

123. *Казаков А. М.* История геологического развития Сибири в триасе // Стратиграфия и палеонтология Сибири. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. С. 132–140.

124. *Казаков А. М.* и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири // Триасовая система. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 322 с.

125. *Казаков А. М., Дагис А. С.* Статиграфия триаса Южного Хараулаха и Северного Орулгана (Северное Верхоянье) // Бореальный триас. — М.: Наука, 1987. С. 81–95.

126. *Камалетдинов В. А., Минюк П. С.* Строение и характеристика отложений бесстыжской террасы Средней Лены // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода — М.: Наука, 1991, № 60. С. 68–78.

127. Карта гидрогеологического районирования Российской Федерации масштаб 1 : 2 500 000. — М.: ВСЕГИНГЕО, Геомониторинг, 2001.

128. Карта мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири масштаб 1 : 2 500 000 / Гл. ред. П. И. Мельников. — ГУГиК при Сов. Мин. СССР, 1984.

129. Карта рельефа подошвы литосферы России (по глубинам заложения структур центрального типа). Масштаб 1 : 10 000 000 / Под ред. В. В. Соловьева. — СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ, 1995. 1 л.

130. *Кинд Н. В., Колпаков В. В., Сулержицкий Л. Д.* О возрасте оледенений Верхоянья // Известия АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10. С. 135–144.

131. *Кириня Т. И., Месечников М. С., Репин Ю. С.* О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. — Новосибирск, 1978. С. 70–85.

132. *Киричкова А. И., Зинченко В. Н., Чирва С. А.* Нижнемеловые отложения низовьев р. Лены (Булунский район) // Геология и геофизика, 1987, № 4. С. 21–28.

133. *Киричкова А. И., Григорьева В. И., Грязева А. С.* и др. Реперные фитостратиграфические уровни в нижнемеловых угленосных отложениях Севера и Востока Сибири

- ской платформы // Реперные горизонты верхнего палеозоя севера европейской части СССР и Сибири. — Л.: ВНИГРИ, 1983. С. 123–134.
134. *Киричкова А. И., Сластенов Ю. Л.* Стратиграфия и флора нижнемеловых отложений р. Леписке (Западное Приверхоянье) // Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. Тр. ВНИГРИ, вып. 249. — Л.: Недра, 1966. С. 147–169.
135. *Киселев А. И., Егоров К. Н., Масловская М. Н.* Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилюйского палеорифта // Отечественная геология, 2002, № 4. С. 40–45.
136. *Клец А. Г.* Верхний палеозой окраинных морей Ангариды (стратиграфия, фауна, межрегиональная корреляция, палеогеографические обстановки). Автореф. на соискание уч. степени докт. геол.-минер. наук. — Новосибирск, 2004. 40 с.
137. *Клец А. Г., Будников И. В., Кутыгин Р. В., Гриненко В. С.* Опорный разрез пограничных отложений нижней и верхней перми Верхоянья и его корреляции // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9, № 3. С. 41–57.
138. *Клец А. Г., Будников И. В., Кутыгин Р. В., Гриненко В. С.* Событийные уровни в среднем карбоне—ранней перми Верхоянья и региональная стратиграфическая схема // Тихоокеанская геология, 2001. Т. 20, № 5. С. 45–57.
139. *Клыжко К. Ф., Архипов Ю. В., Николаев Ф. В.* Стратиграфия триасовых отложений междуречья Дьянышка—Тумара (Западное Верхоянье) // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР, 1963, вып. 11. С. 40–54.
140. *Князев В. Г., Гриненко В. С., Девятов В. П.* и др. Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология, 2002, № 4. С. 73–80.
141. *Козьмин Б. М., Имаев В. С., Имаева Л. П.* Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). — М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 33–68.
142. *Колпаков В. В.* Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. — М.: Наука, 1983, № 52. С. 123–131.
143. *Константинов М. М., Костин А. В., Сидоров А. А.* Геология месторождений серебра. — Якутск, 2003. 282 с.
144. *Константинов М. М., Некрасов Е. М., Сидоров А. А., Стружков С. Ф.* Золоторудные гиганты России. — М.: Научный мир, 2000.
145. *Константинов М. М., Аристов В. В., Соловьев К. В.* Принципы районирования на золото и серебро Верхоянской металлогенической провинции // Отечественная геология, 2003, № 2.
146. *Коробицын А. В.* Осадочные формации и основные стадии развития Верхоянской миогеосинклинали в позднем палеозое // Мезозойский тектогенез. — Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1971. С. 29–36.
147. *Коссовская А. Г.* История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянье и Вилюйской впадине // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 7. С. 37–54.
148. *Костин А. В.* Геолого-промышленные типы месторождений серебра северо-востока Якутии // Отечественная геология, 1997, № 1, с. 8–16.
149. *Костин А. В.* Зональность золото-медного месторождения Аркачан (Западное Верхоянье) // Отечественная геология, 2003, № 6, С. 24–29.
150. *Костин А. В.* Прогноз золото-серебряных месторождений мирового класса в Куранахской рудной зоне // Отечественная геология, 2001, № 5. С. 62–67.
151. *Костин А. В., Зайцев А. И., Шошин В. В.* и др. Серебряносная провинция Западного Верхоянья (на примере Мангзейского рудного поля). — Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1997. 156 с.
152. *Костин А. В.* Структура Кыгылтасского золото-серебряного месторождения (Западное Верхоянье, Якутия) // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии. Мат-лы совещания. Т. II. — Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 153–156.

153. *Кропачев А. П.* Тектоническое строение и история развития Орулганского антиклинория. Автореф. канд. дис. — Л.: ВСЕГЕИ, 1970. 27 с.
154. *Курушин Н. И., Соловьева Н. А., Малов В. А. и др.* Новые данные по биостратиграфии и литологии Западного Верхоянья // Докл. РАН, 1996, т. 348, № 2. С. 223—227.
155. *Кутыгин Р. В.* Кунгурские эпиюрезаниты (Ammonoidea) Северо-Востока России // Отечественная геология, 1999, № 4. С. 39—41.
156. *Кутыгин Р. В., Будников И. В., Клец А. Г., Гриненко В. С.* О границе нижней и верхней перми в Верхояно-Охотской провинции // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Т. 1.: Региональная геология. — Якутск: Изд-во ИГН СО РАН, 1997. С. 54—57.
157. *Кутыгин Р. В., Будников И. В., Клец А. Г., Бяков А. С., Гриненко В. С.* Опорный разрез дулгалахского и хальпирского горизонтов (татарский ярус) Западного Верхоянья // Тихоокеанская геология, 2003, № 6. С. 82—98.
158. *Кутыгин Р. В.* О развитии гониатитов Северо-Востока Азии на рубеже ранней и поздней перми // Наука и образование, 1999, № 2. С. 69—71.
159. *Кутыгин Р. В.* Спиролегоцератиты (Ammonoidea) Северо-Востока России // Палеонтологический журнал, 1996, № 4. С. 16—23.
160. *Кутыгин Р. В.* Хронология пермских аммоноидей Северо-Восточных морей // Геологическое строение и полезные ископаемые Республики Саха (Якутия). Т. 1. — Якутск: Изд-во ИГН СО РАН, 1997. С. 57—61.
161. *Лейпциг А. В.* (ред.). Тектоника // Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. 1. Геологическое описание. Кн. 2. — М.: Недра, 1971. С. 68—186.
162. *Литинский В. А.* О сочленении северной части Предверхоянского прогиба и Верхоянского мегантиклинория по гравиметрическим данным // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов севера Сибирской платформы. — Л.: НИИГА, 1977. С. 40—57.
163. *Лысак С. В., Балобаев В. Т., Дучков А. Д.* и др. Тепловой поток Сибири и Монголии // Методика и результаты изучения пространственно-временных вариаций геофизических полей. — Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992. С. 6—43.
164. *Маландин М. М., Глушинский П. И.* Стратиграфические схемы верхнеюрских и нижнемеловых угленосных отложений северной и центральной частей Ленского бассейна // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. — Л., 1961. С. 153—154.
165. *Маландин М. М.* Стратиграфия верхнемезозойских отложений Западного Верхоянья // Тр. НИИГА. Вып. 18. Т. 121. — Л., 1962. С. 3—72.
166. *Межвилк А. А.* Ленский структурный шов // Тектоника Сибири. Т. IV. — М.: Наука, 1970. С. 53—60.
167. *Минюк П. С., Камалетдинов В. А.* Палеомагнитная характеристика плиоцен-плейстоценовых отложений Центральной Якутии // Методы палеомагнетизма в решении геологических задач. — Владивосток, 1982. С. 62—67.
168. *Мокшанцев К. Б., Гусев Г. С., Петров А. Ф.* Геологические критерии сейсмичности территории Якутской АССР // Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 39—46.
169. *Мокшанцев К. Б., Гринберг Г. А., Гусев Г. С.* Тектоника, формирование континентальной земной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области // Проблемы тектоники территории СССР и размещение полезных ископаемых. — М.: Наука, 1977. С. 27—28.
170. *Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Лутиц Б. Г., Петров А. Ф., Слатенов Ю. Л., Фрумкин И. М., Штех Г. И.* Тектоника Якутии. — Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
171. *Мокшанцев К. Б.* (отв. ред.). Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. — М.: ГУГК, 1976. 6 л.
172. *Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С.* и др. Тектоническое строение Якутской АССР. — М.: Наука, 1964. 292 с.

173. *Московой А. М.* Мышьяково-полиметаллическое месторождение Верхоянского хребта // Разведка недр, № 4, 1933, с.18–24.
174. *Мусалитин Л. А.* К выделению былыкатской, собопольской и халданской свит в толще верхнепалеозойских отложений р. Собопол // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып 4. – Якутск, 1961. С. 69–77.
175. *Мусалитин Л. А., Соломина Р. В.* Разрезы каменноугольных и пермских отложений Орулганского хребта // Стратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья. Тр. НИИГА, т. 154. – Л.: Недра, 1970. С. 25–41.
176. *Натапов Л. М., Сборщиков И. М., Биджиев Р. А.* О сочленении Сибирской платформы и Верхоянья // ДАН СССР, 1966, т. 170, № 2. С. 417–420.
177. *Натапов Л. М.* Тектоника Кютюнгинского грабена // Соляная тектоника Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1973. С. 140–152.
178. *Натапов Л. М.* Тектоника Приверхоянского прогиба (в связи с нефтегазоносностью). Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. – М., 1968. 23 с.
179. *Наумов А. Н.* О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоянского передового прогиба в районе западного склона хребта Орулган // Тр. НИИГА, т. 130, вып. 19. – Л.: Изд-во НИИГА, 1962. С. 91–98.
180. *Некрасов А. И.* Эволюция Верхоянского палеобассейна лавинной седиментации в позднем палеозое–раннем мезозое (на примере Западного Верхоянья) // Вестник Госкомгеологии. 2004. № 1(6). С. 72–94.
181. *Ненашев Н. И., Зайцев А. И.* Геохронология и проблемы генезиса гранитоидов Восточной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1980. 238 с.
182. *Ненашев Н. И., Зайцев А. И., Шилин А. И.* О возрасте магматизма Западного Верхоянья в свете радиологических данных // Известия АН СССР, сер. геол., 1969, № 5, с. 23–28.
183. *Николаевский А. А.* Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. – М.: Наука, 1968. 183 с.
184. *Оболенский А. А., Оболенская Р. В.* Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. – М.: Наука, 1972. С. 53–64.
185. *Оболенский А. А., Оболенская Р. В.* Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов // Вопросы металлогении ртути. – М.: Наука, 1968. С. 79–100.
186. *Огай В. Ф.* Миграция оси Предверхоянского прогиба // Геотектоника, 1969, № 2. С. 116–119.
187. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья. – Новосибирск: Наука, 1976. 134 с.
188. *Панов В. В.* Стратиграфия мезозойских отложений западного склона Верхоянского хребта в междуречье Собопол–Кюндюдей // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып. 2. – Якутск, 1960. С. 67–73.
189. *Парфенов Л. М.* (ред.). Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000. – Якутск: ГУГК, 1994. 12 л.
190. *Парфенов Л. М., Прокопьев А. В., Спектор В. Б.* Геодинамическая природа горных хребтов Восточной Якутии и их связь с раскрытием Евразийского бассейна // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 4. С. 708–725.
191. *Парфенов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1984. 190 с.
192. *Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И., Бадарч Г., Беличенко В. Г., Булгаков А. Н., Дриль С. И., Кириллова Г. Л., Кузьмин М. И., Ноклеберг У., Прокопьев А. В., Тимофеев В. Ф., Томуртоого О., Янь Х.* Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, № 6. С. 7–42.
193. *Парфенов Л. М.* Разрывные дислокации Верхоянской складчатой зоны и проблемы нефтегазоносности // Геология и геофизика, 1985, № 12. С. 8–18.
194. *Парфенов Л. М.* Сегментация и пликативные дислокации Верхоянской складчатой зоны // Геология и геофизика, 1985, № 7. С. 12–24.

195. *Парфенов Л. М.* Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии. // Тихоокеанская геология, 1995, т. 14, № 6, с. 32–43.
196. *Парфенов Л. М., Прокопьев А. В.* Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика, 1993, т. 34, № 7. С. 23–34.
197. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 34. – СПб., 2003. 48 с.
198. *Прокопьев А. В.* Верхояно-Черский коллизийный ороген // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, № 5. С. 3–10.
199. *Прокопьев А. В., Дейкуненко А. В.* Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 156–198.
200. *Прокопьев А. В., Гриненко В. С.* Дислокации широтной ветви Верхоянской тектонической зоны в пределах Сордогинского хребта и увала Деленгинных // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ЯГУ, 1992. С. 103–114.
201. *Прокопьев А. В.* Мезозойские структурные парагенезы Верхоянского складчато-надвигового пояса (Северо-Восток России) // Структурные парагенезы и их ансамбли. – М.: ГЕОС, 1997. С. 134–136.
202. *Прокопьев А. В., Гриненко В. С.* Надвиги центральной части Верхоянского складчатого пояса // Геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ЯГУ, 1995. С. 77–88.
203. *Прокопьев А. В., Торо Х., Миллер Э. Л., Лейер П. У., Хоуриген Дж. К., Бахарев А. Г., Зайцев А. И., Думитру Т., Джерелс Дж. Э., Уоллес В. Л., Третьяков Ф. Ф., Тарабукин В. П.* Новые U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопные геохронологические и АФТ термохронологические данные по северо-востоку Якутии и их возможная тектоническая и геодинамическая интерпретации // Рудогенез и металлогения Востока Азии. – Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2006. С. 145–148.
204. *Прокопьев А. В., Фридовский В. Ю., Гайдук В. В.* Разломы (морфология, геометрия и кинематика). – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.
205. *Прокопьев А. В., Бахарев А. Г., Торо Х., Миллер Э. Л., Хоуриген Дж. К., Думитру Т.* Среднепалеозойский окраинно-континентальный магматизм и мезозойские метаморфические события зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна: новые геохимические и геохронологические данные и их геодинамическая интерпретация // Отечественная геология, 2003, № 6. С. 57–64.
206. *Прокопьев А. В., Гриненко В. С.* Структура складка-взброс в зоне Китчанского надвига (Центральное Предверхоянье) // Геология и рудоносность Якутии. – Якутск: ЯГУ, 1989. С. 40–47.
207. *Прокопьев А. В., Оксман В. С.* Тектонические покровы Восточной Якутии (Северо-Восток России) // Отечественная геология, 1997, № 8. С. 21–24.
208. *Прокопьев А. В., Парфенов Л. М., Томшин М. Д., Колодезников И. И.* Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 113–155.
209. *Прокопьев В. С., Урзов А. С., Буделева С. Ш., Сластенов Ю. Л., Юганова Л. А.* Геологическая карта Якутии. Западно-Верхоянский блок. Масштаб 1 : 500 000. – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. 19 л.
210. *Протопопов Ю. Х.* Тектонические комплексы платформенного чехла Вилюйской синеклизы. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. 48 с.
211. *Пушаровский Ю. М.* Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР. Т. V. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. 236 с.
212. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. – Новосибирск, 1981. 90 с.
213. *Русанов Б. С., Бороденкова З. Ф., Гончаров В. Ф., Гриненко О. В., Лазарев П. А.* Геоморфология Восточной Якутии – Якутск, 1967. 376 с.

214. *Рыбченков В. Н., Горшкова Е. Р.* О крупном сбросо-сдвиге на западном склоне Западного Верхоянья // ДАН СССР, 1965, т. 164, № 3. С. 651–653.
215. *Самылина В. А.* Мезозойская флора нижнего течения р. Алдан // Палеоботаника. Вып. IV. – М.–Л.: Наука, 1963. – С. 57–139.
216. *Самылина В. А.* Корреляция континентальных отложений Северо-Востока СССР по палеоботаническим данным // Советская геология, 1973, № 8. С. 42–57.
217. *Сборщиков И. М., Натанов Л. М.* Дислокации, связанные с гипсово-ангидритовой толщей в Западном Верхоянье // ДАН СССР, 1969, т. 186, № 5. С. 1150–1153.
218. *Сборщиков И. М.* Кливаж в пределах Верхоянского антиклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 5. С. 41–46.
219. *Сборщиков И. М.* Концентрические складки (морфология и условия образования на примере Верхоянья) // Бюл. МОИП, 1972, № 2. С. 23–39.
220. *Сборщиков И. М.* Некоторые характерные особенности и природа складчатых дислокаций в пределах восточного крыла Западно-Верхоянского антиклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 2. С. 85–92.
221. *Сборщиков И. М.* О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Западного Верхоянья // Геотектоника, 1966, № 1, с. 91–94.
222. *Свешникова И. Н.* Позднемеловые хвойные Советского Союза. Ископаемые хвойные Вилюйской синеклизы // Палеоботаника. Вып. IV. Проблемы изучения ископаемой флоры угленосных отложений СССР. – Л.: Наука, 1967. С. 179–211.
223. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. – М.: Наука, 1980. 184 с.
224. *Ситников В. С., Спектор В. Б.* Вилюйско-Алданская система дислокаций // Геофизические исследования в Якутии. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978. С. 35–45.
225. *Сластенов Ю. Л., Трушкова Л. Я., Граусман В. В., Ростовцев В. В.* К стратиграфии юрских отложений Лено-Вилюйской нефтегазоносной области // Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений в Якутской АССР. – Якутск, 1976. С. 143–149.
226. *Сластенов Ю. Л., Гриненко В. С.* Литологические критерии корреляции местных стратиграфических схем верхнего триаса и юры Предверхоянского прогиба // Актуальные вопросы литолого-стратиграфических исследований в связи с проблемами детального расчленения и корреляции осадочных толщ Сибири. – Новосибирск, 1991. С. 74–75.
227. *Сластенов Ю. Л., Гриненко В. С., Петров В. Б., Сапьяник В. В.* Новые данные по стратиграфии морских юрских отложений Лено-Алданского междуречья // Геология и геофизика, 1989, № 11. С. 139–142.
228. *Сластенов Ю. Л., Гриненко В. С., Зинченко В. Н., Урзов А. С.* Новые данные по стратиграфии триаса и юры Приверхоянского прогиба // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ЯГУ, 1992. С. 3–23.
229. *Сластенов Ю. Л., Гриненко В. С., Петров В. Б., Прокотьев А. В.* Стратиграфия верхнего триаса, нижней и средней юры бассейна р. Байбыкан (Предверхоянский прогиб) // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ЯГУ, 1991. С. 53–64.
230. *Сластенов Ю. Л.* Стратиграфия мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и прилегающих районов Приверхоянского прогиба // Нефтегазоносность Западной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1973. С. 34–45.
231. *Сластенов Ю. Л.* Стратиграфия меловых отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба // Геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: Изд-во ЯГУ, 1995. С. 43–62.
232. *Сластенов Ю. Л.* Стратиграфия нижнемеловых отложений центральной части Западного Верхоянья // Тр. ВНИГРИ, вып. 234, 1964. С. 177–191.
233. *Сластенов Ю. Л., Гома А. Н., Урзов А. С.* Стратиграфия юрских отложений Западного Верхоянья // Советская геология, 1986, № 6. С. 53–62.
234. *Смелов А. П., Зедгенизов А. Н., Тимофеев В. Ф.* Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 81–104.

235. *Соболев Е. С., Будников И. В., Клец А. Г., Гриненко В. С.* Позднебашкирские амmonoидеи и наутилоидеи Западного Верхоянья // Палеонтологический журнал, 1998, № 5. С. 13–25.

236. *Соломина Р. В.* Биостратиграфическая схема пермских отложений Верхоянья // Отечественная геология, 1997, № 3. С. 37–43.

237. *Соломина Р. В.* К стратиграфии пермских отложений Южного Орулгана // Ученые записки. Палеонтология и биостратиграфия. Вып. 27. – Л.: НИИГА, 1969. С. 9–15.

238. *Спектор В. В.* Криогенные деформации в песчаных отложениях Средней Лены // Наука и образование. – Якутск: Изд-во АН РС(Я), 2000, № 3. С. 109–114.

239. *Стогний Г. А., Стогний В. В.* Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. – Якутск: ГУП НИПК «Сахаполиграфиздат», 2005. 174 с.

240. *Стогний Г. А., Стогний В. В.* Строение литосферы Верхоянно-Колымской орогенной области // Отечественная геология, 2000, № 5. С. 41–44.

241. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г. С. Гусев, А. Ф. Петров, Г. С. Фрадкин и др. – М.: Наука, 1985. 248 с.

242. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред.: Л. М. Парфенов, М. И. Кузьмин. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

243. *Толстых А. Н.* Позднепалеозойская флора Западного Верхоянья. – Новосибирск: Наука, 1974. 103 с.

244. *Третьяков Ф. Ф.* Среднепалеозойские рифтогенные структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология, 2004, № 4. С. 57–60.

245. *Трунилина В. А., Роев С. П., Орлов Ю. С.* Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. Восточная Якутия. – Новосибирск: Наука, 1985. 206 с.

246. *Трунилина В. А., Парфенов Л. М.* Индигирский пояс растяжения земной коры // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 277–290.

247. *Тучков И. И.* Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. – М.: Наука, 1973. 207 с.

248. *Урзов А. С., Абель В. Е.* О проявлении щелочно-ультраосновного магматизма в Китчанском поднятии (Западное Верхоянье) // Геология и геофизика, 1979, № 12.

249. *Фрадкина А. Ф.* Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии (Вилуйская синеклиза и Предверхоанский прогиб). – Л.: Недра, 1967. 124 с.

250. *Хаин В. Е., Ломизе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики. – М.: КДУ, 2005. 560 с.

251. *Хасанов Ф. Ш.* О миграции передовых прогибов и их связи с краевым швом (на примере Предверхоанья) // Жизнь Земли. Сборник музея землеведения МГУ. Вып. 14. 1980. С. 42–50.

252. *Херасков Н. П., Колосов Д. М.* Геология и геоморфология Западного Верхоянья // Тр. ВИМС. Вып. 116. – М., 1938. 115 с.

253. *Худолей А. К., Гурьев Г. А.* Южное Верхоянье – пример среднепалеозойско-мезозойской пассивной окраины // Докл. РАН, 1998, т. 362, № 5. С. 666–669.

254. *Чепиков К. Р., Артамонова С. В., Меннер Вл. Вл.* К разработке детальных стратиграфических схем продуктивных отложений нижнего мезозоя Вилуйской синеклизы и Предверхоанского краевого прогиба // Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция. – М.: Наука, 1969. С. 11–23.

255. *Черных М. Ф., Сластенов Ю. Л.* Тектоника центральной части Предверхоанского прогиба // Лено-Вилуйская нефтегазоносная провинция. – М.: Наука, 1969. С. 98–105.

256. *Шапошников К. К.* Строение земной коры Северо-Востока СССР по геофизическим данным // Геология и геофизика, 1962, № 9. С. 100–105.

257. *Шепелев В. В., Толстихин О. Н., Пигузова В. М.* и др. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984.

258. *Шолто В. Н.* Сравнительный анализ морфологии и условий образования складчатости Верхоянья и Кавказа // Мезозойский тектоногенез. – Магадан: СВКНИИ ДВО СССР, 1971. С. 32–33.

259. *Шпунт В. Р.* Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. — Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.
260. *Штех Г. И.* Строение земной коры Верхоянского мегантиклинория и прилегающей части Сибирской платформы // Региональные геофизические исследования в Сибири. — Новосибирск: Наука, 1967. С. 45–51.
261. *Шурыгин Б. Н., Девятов В. П., Захаров В. А.* и др. Стратиграфия юры Восточной Сибири // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). № 1. — Якутск: Якутский филиал изд-ва СО РАН, 2001. С. 112–139.
262. Эндогенные карбонаты Якутии / В. А. Амузинский, Г. С. Анисимова, Г. Н. Гамянин и др. — Новосибирск: Наука, 1980. 229 с.
263. Якутия. — М.: Наука, 1965. 467 с.
264. *Янаскурт О. В., Андреев В. С.* Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // ДАН СССР, 1985, т. 280, № 3. С. 714–717.
265. *Янаскурт О. В., Косоруков В. Л., Золотарев Д. А.* Минеральные индикаторы условий формирования палеоделът Верхоянья в каменноугольном периоде // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1996, № 4. С. 48–59.
266. *Янаскурт О. В.* Некоторые черты эволюции седименто- и литогенеза платформенных окраин на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Сообщение 1. Связь седименто- и литогенеза с тектоническими обстановками в Предверхоянье // Литология и полезные ископаемые, 1991, № 1. С. 96–109.
267. *Янаскурт О. В., Довыденко Г. М., Золотарев Д. А., Косоруков В. Л.* Пострифтовый седиментогенез каменноугольного периода в Северном Верхоянье // Литология и полезные ископаемые, 1993, № 3. С. 80–95.
268. *Янаскурт О. В., Косоруков В. Л., Золотарев Д. А.* Седиментогенез начальных периодов развития Верхоянской геосинклинали. Статья I // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1993, № 6. С. 44–55.
269. *Янаскурт О. В., Косоруков В. Л., Золотарев Д. А.* Седиментогенез начальных периодов развития Верхоянской геосинклинали. Статья II. Эволюция условий морской седиментации // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1994, № 4. С. 34–42.
270. *Budnicov I. V., Grinenko V. S., Sobolev Ye. S.* Bench mark level of the Carboniferous in Verkhoyanye // Proceedings of the International Conference on Arctic Margins. Magadan, Russia. — Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1995. С. 33–35.
271. *Budnicov I. V., Klets A. G., Grinenko V. S., Kutygin R. V.* Carboniferous of East Yakutia // Newsletter on Carboniferous stratigraphy, 1996, № 14. P. 12–14.
272. *Budnicov I. V., Klets A. G., Grinenko V. S., Kutygin R. V.* Permian of East Yakutia // Permophyles, 1996, № 28. P. 27–30.
273. *Budnicov I. V., Klets A. G., Grinenko V. S.* West Verkhoyanye is the key region to solve the main stratigraphic problems of Upper Paleozoic of Siberia // Proceedings of the XIII International Congress on the Carboniferous and Permian. Krakow, Poland. Polish Geological Institute, СВК PAN. Warszawa, 1997. P. 105–108.
274. *Drachev S. S., Savostin L. A., Groshev V. G., Bruni I. E.* Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. V. 298. P. 357–393.
275. *Ernst R. E., Buchan K. L.* Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. — In: Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism. Am. Geophys. Union Geophys. Monogr. 100. 1997. P. 297–333.
276. *Geiser P. A.* Mechanisms of the thrust propagation: some examples and implication for overthrust terranes // Journal of Structural Geology. 1988. V. 10. №. 8. P. 829–845.
277. *Imaev V. S., Imaeva L. P., Koz'min B. M.* Seismotectonics of the Laptev Sea-Kharaulakh Zone of the Arctic-Asian Seismic Belt // Journal of Earthquake Prediction Research. 2000. V. 8. P. 397–422.
278. *Klets A. G., Budnicov I. V., Kutygin R. V., Grinenko V. S.* Permian stratigraphic Units of the Western Verkhoyansk Mountains and Their Correlation // Permophiles, 1998, № 30. P. 8.

279. *Klets A. G., Budnikov I. V., Kutugin R. V., Grinenko V. S.* The Permian of the Verkhoyansk-Okhotsk region, NE Russia // *Journal of Asian Earth Scienc.* V. 26. University of Houston, USA, 2006. P. 258–268.

280. *Layer, P. W., Newberry, R., Fujita, K., Parfenov, L. M., Trunilina, V. A., Bakharev, A. G.* Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and trace element geochemistry // *Geology*. 2001. V. 29. № 2. P. 167–170.

281. *Parfenov L. M., Prokopiev A. V., Gaiduk V. V.* Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // *Tectonics*. 1995. V. 4(2). P. 342–358.

282. *Rainbird R. H., Stern R. A., Khudoley A. K., Kropachev A. P., Heaman L. M., Sukhorukov V. I.* U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia-Siberia connection // *Earth and Planetary Science Letters*. 1998. V. 164. P. 409–420.

283. *Toro J., Prokopiev A. V., Colgan J., Dumitru, T., Hourigan J., Miller E. L.* Apatite fission-track thermochronology of the Southern Verkhoyansk fold-and-thrust belt, Russia // *Eos Trans. AGU*, 2004, 85 (47), Fall Meet. Suppl. Abstract GP44A.

Фондовая

1. *Андреев В. С., Васильева С. Ф.* и др. Отчет: Геологическая съемка и поиски полезных ископаемых на площади листа Q-52-IX, X (партия № 4, работы 1963–1968 гг.). М.: АГЭ № 3 ВАГТ, 1969. Т. 1–3.

2. *Базилевский В. М.* Отчет о работе Верхнее-Чочимбальского детально-опробовательского отряда масштаба 1 : 50 000 за 1963 г. Якутск, 1963. ЯТГУ.

3. *Битерман И. М., Баранов Ю. М.* и др. Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-52-XIII, Q-52-XIV. М.: НПО «Аэрогеология», 1972. Т. 1, 2.

4. *Буров В. А., Бурова Г. А.* Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-52-III, Q-52-IV. Отчет партии № 3 за 1967 г. (т. I и II). Якутск, 1968. Т. 1–3

5. *Буров В. А., Мельников Б. Д.* и др. Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-52-III, Q-52-IV. Отчет партии № 3 по работам 1968 г. М., 1969. Т. 1.

6. *Вахрин Ю. А.* и др. Геологическое строение бассейна р. Этеркит (сев. половина листа Q-52-XXVII). Отчет Этеркитского отряда № 8/67 за 1967 г. Якутск, 1967. Т. 1, 2.

7. *Вахрин Ю. А.* и др. Геологическое строение верхнего течения р. Лэпискэ. Отчет Этеркитского г/с отряда № 8/67 по работам 1968 г. Якутск, 1969. Т. 1, 2.

8. *Вахрин Ю. А., Урзов А. С.* и др. Геологическое строение бассейнов рек Кюндюдей, Дяньшка, Лээписке (Окончательный отчет Кобычанской геологосъемочной партии № 1/72 по результатам групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 на территории листов Q-52-XIX, XX; XXV, XXVI за 1972–1975 гг.). Якутск, 1976. Т. 1–3.

9. *Вахрин Ю. А., Борисов Н. С.* Отчет поисково-разведочной партии на сырье строительных материалов по работам 1963 г. В районе поселка Промышленный Кобяйского района ЯАССР. ЯЦГСЭ. Якутск, 1964.

10. *Галабала Р. О., Колобова Н. И.* Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листов Q-52-V; Q-52-VI. Работы 1968–1969 гг. М., Экспедиция № 3 ВАГТ, 1969 г. ТГФ № 9221.

11. *Галабала Р. О., Осташкина В. И.* Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-52-V, VI (партия № 5 за 1968–1971 гг.). М., Эксп. № 3 ВАГТ, 1972. Т. 1, 2.

12. *Галабала Р. О., Куликова Л. И., Натанов Л. М.* и др. Опытные методические работы по групповой геологической съемке. «Аэрогеология», 1977.

13. *Галабала Р. О.* и др. Опытные методические работы по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на площади листов Q-52-54-Г-в, г; 55-В-в, г; 56 – В-в, г; 66-Б, Г-а, б; 67, 68-А, Б (Хобойоту-Эчийский массив и его обрамление) по работам 1972–1976 гг. М.: Эксп. № 3 объедин. «Аэрогеология», 1976 г. Т. 1–3.

14. Гома А. Н., Зедгендидзе А. П., Колодезников Г. Е. Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листов Q-52-XXXIII, Q-52-XXXIV по работам Белянской партии за 1979–1981 гг. Якутск, 1982. Т. 1–4.

15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Нижне-Вилкойская. Лист Q-52-XXXI, XXXII (Таас-Тумус). Объяснительная записка / А. Н. Гома, Т. А. Морозова. Ред. Ю. Л. Сластенов. 1996.

16. Гриненко В. С. (отв. исп.) и др. Информационный отчет о результатах незавершенных работ по теме: «Стратиграфо-палеонтологическое обеспечение прогнозно-поисковых работ на золото и серебро в Восточной Якутии. Якутск, ГУП РС (Я) «ЯПСЭ», 2004. Т. 1, 2.

17. Гриненко В. С. (отв. исп.) и др. Информационный отчет по теме: Совершенствование легенд Госгеолкарты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) по территории Восточной Якутии (в 8 книгах). Якутск, ГУП РС (Я) «ЯПСЭ», 2002. Т. 1–8.

18. Гриненко В. С. (отв. исп.) и др. Легенда Верхоянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Якутск, ГУП «ЯПСЭ», 1999. Т. 1–4.

19. Гриненко В. С. (отв. исп.). Материалы к легенде Верхоянской серии Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Информационный отчет по теме: «Комплексное стратиграфо-палеонтологическое и структурное доизучение опорных разрезов верхнего палеозоя центральной части Верхоянского складчатого пояса (Восточная Якутия, Верхоянье). Якутск, ГУП «ЯПСЭ», 1998. Т. 1, 2.

20. Израилев Л. М., Тищенко С. В. и др. Геологическая съемка и поиски полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-52-I, Q-52-II. М., ВАГТ, 1967. Т. 1–3.

21. Камалетдинов В. А., Абель В. Е., Щербаков О. И., Туманов В. Р. Геологическое строение и полезные ископаемые Западного Верхоянья. Отчет Западно-Верхоянской партии № 12/72. Т. I, Текст отчета; т. II, Кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых. ЯЦГСЭ. Якутск, 1975. Т. 1–4.

22. Камалетдинов В. А., Щербаков О. И., Борисов В. Н. и др. Геологическое строение центральной части Якутской АССР. Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования и геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 на территории листов Q-51-XIV-XVI, XIX–XXXVI; P-51-I-VI, IX–XII, XIV–XXIV; P-52-I-XXVII; P-53-I, VII, XIII по работам Центрально-Якутской партии в 1976–1984 гг. Т. 1–8. Якутск, 1984.

23. Камалетдинов В. А. Стратиграфия кайнозоя западной части Нижне-Алданской впадины. Отчет Стратиграфического отряда № 7/77 по изучению кайнозойских отложений Лено-Алданского междуречья в 1977–1979 гг. Якутск, 1979. Т. 1, 2.

24. Климов Э. Н. и др. Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение междуречья Сартанг–Отто–Салаа (северная половина листа Q-53–XXV). Отчет Отто–Салинского отряда 12/68 по полевым работам 1968 г. Якутск, 1969. Т. 1, 2.

25. Кянно А. И., Константинов В., Игнатченко И. А. Отчет Лунхубуйской поисково-опробовательской угольной партии по работам 1952 г. (Западное Приверхоянье, Кобяйский район ЯАССР). Якутск, 1953. Т. 1–4.

26. Левин В. М. Отчет о результатах геологоразведочных работ ГУГГП «Янгеология» за 1999 г. Пос. Батагай, 1999.

27. Масленников В. В., Кузин И. А., Аганчева Е. И. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на листах Q-52-22-B-в, г, Г-в, г; 24-B-в, г; 34; 35; 36-A за 1975–1979 гг. М.: Эксп. № 3 объедин. «Аэрогеология» 1979. Т. 1, 2.

28. Масленников В. В., Минаева Ю. И. и др. Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади листов Q-52-45-B, Г; Q-52-46-A, Б (по работам 1972–1975 гг.). М., 1975. Т. 1, 2.

29. Масленников В. В., Гончаров И. М. и др. Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади листа Q-52-46-B, Г (по работам 1969–1971 гг.). М., ВАГТ, 1972. Т. 1, 2.

30. *Масюлис В. В., Ощепов В. А.* и др. Отчет по изучению стратиграфии верхнепалеозойских отложений бассейна р. Дянышка с целью выработки легенды для геологического картирования масштаба 1 : 50 000. Якутск, ЦКТЭ ПГО «Якутскгеология», 1975. Т. 1, 2.

31. *Мельников Н. В., Демин В. И., Ефимов А. О.* Количественная оценка прогнозных ресурсов углеводородного сырья по территории Западной Якутии. ГФУП «СНИИГГиМС», Новосибирск, 2001.

32. *Мироненко А. В.* Отчет о результатах работ по оценке прогнозных ресурсов благородных, цветных и редких металлов территории деятельности ГГПП «Янгеология» по состоянию на 1.01.1998 г. // Цветные и редкие металлы. Т. II. Пос. Батагай, 1997.

33. *Мишин В. М.* (отв. исп.). Карта рельефа кровли верхней мантии РС(Я). Отчет по теме: Обобщение и анализ геолого-геофизических материалов с целью изучения тектонической структуры Якутии и прогноза традиционных и новых геолого-промышленных типов концентрированного оруденения (благородные металлы, редкие земли, алмазы, апатит). Госкомитет по геологии и недропользованию РС (Я), Якутская поисково-съёмочная экспедиция, 2003.

34. *Некрасов А. И., Ганеев А. Ш.* и др. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками серебра в бассейнах рек Аркачан и Эчий в пределах листов Q-52-81-A-в, г; Б-в, г; В, Г; 93-A, Б, В-а, б; Г-а, б на площади Мангазейского рудного узла в 1991–1995 гг. и доработки легенды к Геологической карте масштаба 1 : 50 000 Мангазейской группы листов Сартангской серии. Пос. Батагай, ГУГПП «Янгеология», 1997. Т. 1–10.

35. *Некрасов А. И.* Информационный отчет о результатах работ по геологическому доизучению, пересоставлению и подготовке к изданию Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия), листы Q-52-XVII, XVIII, XXIII, XXIV (Алысардах) в 1996–2002 гг. Пос. Батагай, ГУГПП «Янгеология», 2002. Т. 1, 2.

36. *Некрасов А. И., Соловьев В. Н.* Отчет о результатах геологоразведочных работ ГУГПП РС(Я) «Янгеология» за 2003 г. Пос. Батагай, ГУГПП «Янгеология», 2003. Т. 1–3.

37. Объяснительная записка по оценке прогнозных ресурсов горнотехнического сырья (флогопита, вермикулита, цеолита, магнетита) по территории Якутской АССР. Кн. 7. ЯТЭ. Якутск, 1983.

38. *Окман С. С.* и др. Геология и полезные ископаемые междуречья Люнкюбей–Лээпискэ и низовьев р. Вилюй. (Отчет по материалам геологической съемки и картографического бурения 1960–1962 гг.) Материалы к Государственной геологической карте масштаба 1 : 200 000, лист Q-52-XXXI. Якутск, 1963. Т. 1–4.

39. *Панов В. В., Тихомирова В. В.* Стратиграфия верхнепалеозойских и мезозойских отложений центральной части Западного Верхоянья и Приверхоянского прогиба. Якутск, ЦКТЭ, 1959. Т. 1–3.

40. *Панфилов В. И.* Отчет о результатах работ по оценке прогнозных ресурсов благородных, цветных и редких металлов территории деятельности Государственного горно-геологического предприятия «Янгеология» по состоянию на 1.01.2003 г. в 1998–2003 гг. Пос. Батагай, ГУГПП «Янгеология», 2003. Кн 1, 2.

41. *Покровский Г. М., Дуранте М. В.* и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Южная часть листа Q-52-I. Якутск, 1962. ЯТГФ.

42. *Прокопов М. И., Орлов Ю. С., Антонов П. Е.* и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (южная часть листа Q-52-XXXV). Отчет Тумаринского геологосъёмочного отряда № 2/69 по работам 1969 г. Якутск, 1970. (Фонды ГУП РС (Я) «Сахагеоинформ»).

43. *Прокопов М. И., Урзов А. С., Тютюнникова В. Н.* и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000 (северная часть листа Q-52-XXXV). Отчет Тумаринского геологосъёмочного отряда № 2/69 по работам 1970 г. Якутск, 1971. (Фонды ГУП РС (Я) «Сахагеоинформ»).

44. *Прокончук Б. И., Васильева С. Ф.* Геологическое строение бассейнов верхних течений рек Бытантай и Юндюмон (юго-западная часть листа Q-52-XV, Q-52-XVI). Отчет партии № 2 за 1964 г. Якутск, 1965. (Фонды ГУП РС (Я) «Сахагеоинформ»).

45. Рабочая легенда Саргангской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 50 000. Якутск, ЯНГРЭ, ПГО «Якутскгеология», 1983 г. (Фонды ГУП РС (Я) «Сахагеоинформ»).

46. *Сафонов Ю. В., Гриненко В. С., Некипелов И. А.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-52-79-Б-а, б; Г; 80-А-а, б; Б-а, б, г; В-в; Г-б, в, г; 91, 92 и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-52-79-Б-в, г; 80-А-в, г; Б-в; В-а, б, г; Г-а (бассейн верхнего течения рек Дянышка, Аркачан), по работам 1974–1977 гг. Ньюктоминской поисково-съёмочной партии 10/74 (в 4-х томах). Якутск, 1979. Т. 1–5.

47. *Сборщиков И. М., Крутий В. М.* и др. Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-52-XIII, Q-52-XIV. Отчет партии № 1 за 1969 г. М., 1970. Т. 1, 2.

48. Сводный отчетный баланс запасов полезных ископаемых по Республике Саха (Якутия) на 1.01.2006 г. Якутск, 1976.

49. *Селивановский А. Б., Аверченко А. И. Яковлев В. П.* и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Q-52-77-А-в, г; Б-в, г; В; Г; 78-А-в, г; Б-в, г; В; Г; 79-В; 89-А, Б; 90-А, Б (бассейн верхнего течения рек Дянышка, Кусланга, Нямичан), по работам 1976–1978 гг. Китинской поисково-съёмочной партии № 15/76. Якутск, ЦГСЭ, 1980. Т. 1–6.

50. *Семин Ю. А.* (отв. исп.). Пояснительная записка к комплекту карт геофизической основы Геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 по листу Q-52 – Верхоянские цепи и комплект карт опережающей геофизической основы. СПб: МПР РФ, ФГУНПП «Геологоразведка», 2004.

51. *Сибирицев Ю. М.* и др. Окончательный отчет. Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-52-XI, XII (партия №7, работы 1967–1971 гг.). М.: Эксп. № 3 ВАГТ, 1972. Т. 1, 2.

52. *Сластенов Ю. Л.* Стратиграфия мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба в связи с их нефтегазоносностью. Дис. на соискание уч. степени докт. геол.-минер. наук. Якутск, 1994. (Фонды ГУП РС (Я) «Сахагеоинформ»).

53. *Соловьев В. Н., Некрасов А. И.* Отчет о результатах геологоразведочных работ ОАО «Янггеология» за 2005 г. Батагай, 2006.

54. *Соломина Р. В.* Отчет по теме: «Разработка схемы стратиграфического расчленения верхнепалеозойских отложений Верхоянья для целей геологического картирования масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000 и уточнения легенды Верхоянской серии» (Партия № 3, по работам 1969–1971 гг.). М., ВАГТ, 1971. Т. 1, 2.

55. *Соломина Р. В.* Отчет: «Изучение вопросов биостратиграфии пермских отложений ЯАССР для геологического картирования масштаба 1 : 50 000 за 1979–1982 гг. (Отряд № 23). М., ПГО «Аэрогеология», КАГЭ № 3, 1982. Т. 1, 2.

56. *Соломина Р. В.* Отчет: « Исследование вопросов палеонтологического обоснования зонального расчленения пермских отложений Верхоянья для целей геологического картирования масштаба 1 : 50 000 за 1982–1985 гг. (Отряд № 23). М., ПГО «Аэрогеология», КАГЭ № 3, 1986. Т. 1, 2.

57. *Спомиор Ю. Н.* и др. Изучение специальных вопросов применения аэрометодов для выявления и оконтуривания оловорудных зон Восточной Якутии (на примере Эчий-Эгехайской зоны). М., 1978.

58. *Стронский Н. Н.* Кыгылтасское полиметаллическое месторождение (отчет о разведочных работах, проведенных в 1934 г.). Якутск, 1935. Т. 1.

59. *Сусов М. В., Башлавин Д. К.* и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Северная часть листа Q-52-VIII. Якутск, 1962.

60. *Сусов М. В., Башлавин Д. К.* и др. Геология и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Собопол (Лист Q-52-VII, Q-52-VIII). Окончательный отчет о работе партии № 3 за 1962–1965 гг. Якутск, 1966.

61. *Сусов М. В.* и др. Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 на площади листа Q-52-46-В, Г. М., 1970. Т. 1, 2.

62. *Сусов М. В., Любцова Г. М.* и др. Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листа Q-52-XI, XII. Отчет партии № 7 за 1967 г. М., ВАГТ, 1968.
63. *Трущелев А. М., Потехина Т. Э.* Биостратиграфия верхнетриасовых отложений бассейна верхнего течения р. Яны. Отчет по теме: «Стратиграфо-палеонтологические исследования фанерозойских отложений Восточной Якутии с целью составления и совершенствования опорных и рабочих легенд для геологического картирования масштаба 1 : 50 000». Якутск, 1992. Т. 1.
64. *Тютюнников Л. Г.* и др. Отчет о работе Дулгалахского геологосъемочного отряда №7/67 масштаба 1 : 200 000 за 1968 г. (южная часть листа Q-52-XXX). Геологическое строение бассейна верхнего течения р. Дьеленджа. Якутск, 1969.
65. *Тютюнников Л. Г., Пашкевич Э. В.* и др. Отчет о работе Себян-Кюельского г/с отряда № 2/65 масштаба 1 : 200 000 за 1965 г. (северная часть листа Q-52-XXIX). Геологическое строение бассейнов верхнего течения р. Дулгалаах и ее левых притоков — рек Силээн и Баянджа. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Якутск, 1966. Т. 1, 2.
66. *Тютюнников Л. Г., Рудых А. Н., Казаненко Г. Г.* и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Дулгалаах (южная часть листа Q-52-XXIX) масштаба 1 : 200 000. Якутск, 1968.
67. *Тютюнников Л. Г., Саввин Н. Н., Малгин Г. Г.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Q-52-XXXIV. Отчет Хааннахского г/с отряда № 2/71 по работам 1971—1972 гг. Якутск, 1973. Т. 1, 2.
68. *Тютюнников Л. Г., Малгин Г. Г.* Геологическое строение и рудоносность бассейнов среднего течения р. Биллээх и нижнего течения р. Улага (листы Q-52-58—А-Б и Q-52-59). Якутск, 1974.
69. *Урзов А. С., Огай В. Ф.* и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение бассейнов верхних течений рек Саганджа и Аркачан (юго-восточная часть листа Q-52-XXI, XXII). Отчет Сагаджинского геологосъемочного отряда № 3/65 за 1965 г. Якутск, 1966. Т. 1, 2.
70. *Филимонов Ю. А., Гома А. Н., Моякунов Э. В.* и др. Отчет о результатах работ Аномального геологосъемочно-поискового отряда № 7/68 масштаба 1 : 50 000 за 1968 г. (лист Q-52-96-Б-а, б; Q-52-84-Г-в, г). Геологическое строение и рудоносность бассейнов рек Быйыттаах—Арыгтаах—Тысы-Кыыл. Якутск, 1969. Т. 1—5.
71. *Филиппова И. Б., Дуранте М. В.* и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение бассейнов рек Судьяндахан, Сахандьаа (южная часть территории листа Q-52-I, II). Отчет о работе партии № 1 за 1963 г. М., ВАГТ, 1964. Т. 1—3.
72. *Хан В. С., Некипелов И. А.* Отчет о работе Элиндьинского отряда № 3/66 (поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000) за 1966 г. Якутск, ЯЦГСЭ ЯТГУ, 1966.
73. *Цейдлер Н. А., Рыбченков В. Н.* и др. Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на часть листа Q-52-XV: Q-52-XVI (партия № 2, работы 1967 г.). М.: Эксп. № 3 ВАГТ, 1968. Т. 1—3.
74. *Цейдлер Н. А.* Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 на площади листов Q-52-XV—XVI. (Партия № 2, работы 1964—1968 гг.) М.: Эксп. № 3 ВАГТ, 1969. Т. 1—3.
75. *Чуркин П. А., Яскеляйнен Г. С.* Геологическое строение среднего течения рек Буруолааха и Люнкюбея (северная половина листа Q-52-XXXII). Отчет Люнкюбейской г/с партии № 9/61 по работам 1961 г. Якутск, 1962. Т. 1—3.
76. *Щербаков О. И.* Информационный отчет партии региональной геологии по результатам работ за 2005 г. ГУП РС (Я) «ЯПСЭ», 2005.
77. *Ян-Жин-Шин В. А.* (гл. ред.). Легенда Верхояно-Колымской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Якутск, 2003. Т. 1—3.
78. *Ян-Жин-Шин В. А., Баранов В. В., Гриненко В. С. и др.* Легенда Верхоянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (Дополнения и изменения). Объяснительная записка. Якутск, 2006.

УКАЗАТЕЛЬ К КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Горючие ископаемые Газ горючий			
VI-1-10	МС/О	Собо-Хаинское	38ф
VI-1-14	МС/О	Усть-Вилуйское	38ф
Твердые горючие ископаемые Уголь каменный			
VI-1-13	МК	Усть-Вилуйское	38ф
VI-1-9	МС	Собо-Хаинское	38ф
V-1-2	ММ	Верхне-Леписское	8ф
V-1-9	ММ	Леписко-Муосучанское	38ф
V-1-10	ММ	Нижне-Леписское	8ф
V-1-11	ММ	Средне-Леписское	8ф
V-1-12	ММ	II Нижне-Леписское	8ф
VI-1-8	ММ	Кутургинское	38ф
VI-2-3	ММ	Верхне-Люнкюбейское	15ф, 25ф
VI-2-8	ММ	Нижне-Люнкюбейское	38ф, 15ф, 25ф
VI-3-5	ММ	Чечумские Щеки	14ф, 25ф
I-1-1	П	Левобережье р. Сынча	20ф
I-1-2	П	Левобережье р. Сынча	20ф
I-1-5	П	Левобережье р. Саята	20ф
I-1-9	П	Правобережье р. Дюэдесинде	20ф
I-1-11	П	Правобережье р. Дюэдесинде	20ф
II-1-1	П	Правобережье р. Уленче	62ф
II-1-2	П	Правобережье р. Тырыннах	60ф
III-1-5	П	Хачаан-Салаа	3ф
III-1-7	П	Кучу-II	3ф
III-1-8	П	Детитчаан	3ф
III-1-9	П	Кетех-Юлегир	3ф
III-1-10	П	Кетех-Юлегир-2	3ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-1-11	П	Кетех-Юлегир-3	3ф
III-1-12	П	Ундюлюнг	3ф
IV-1-4	П	Левобережье р. Хорчу-Юряге	8ф
IV-4-44	П	Правобережье р. Сагандя	21ф
V-1-3	П	Правобережье р. Ляписке	8ф
V-1-4	П	Левобережье р. Ляписке	8ф
V-1-5	П	Южнее р.Мундалык	8ф
V-1-6	П	Левобережье р.Муосучан	8ф
V-1-7	П	Правобережье р. Ляписке	8ф
V-1-8	П	Правобережье р. Ляписке	8ф
V-1-13	П	Левобережье р. Ляписке	8ф
V-2-2	П	Правобережье р. Дутусундя	14ф
V-2-4	П	Левобережье р. Ляписке	8ф
VI-1-1	П	Левобережье р. Ляписке	38ф
VI-1-2	П	Левобережье р. Ляписке	38ф
VI-1-3	П	Левобережье р. Ляписке	38ф
VI-1-4	П	Левобережье р. Кутурга	38ф
VI-1-5	П	Правобережье р. Кутурга	38ф
VI-1-6	П	Правобережье р. Кутурга	38ф
VI-2-1	П	Левобережье р.Буролах	25ф, 15ф
VI-2-2	П	Левобережье р. Люнкюбей	25ф, 15ф
VI-2-4	П	Правобережье р. Люнкюбей	25ф, 15ф
VI-2-5	П	Правобережье р. Люнкюбей	25ф, 15ф
VI-2-6	П	Правобережье р. Люнкюбей	25ф, 15ф
VI-2-7	П	Левобережье р. Люнкюбей	25ф, 15ф
VI-3-2	П	Правобережье р. Мунни	14ф
VI-3-3	П	Бассейн р. Чочума	14ф
VI-3-4	П	Правобережье р.Чочума	14ф
VI-4-4	П	Правобережье р. Сиеминде	14ф
VI-4-5	П	Правобережье р. Сиеминде	14ф
VI-4-6	П	Правобережье р. Нелгенде	14ф
VI-4-8	П	Левобережье р. Лев. Хадарынния	14ф
VI-4-9	П	Левобережье р. Мал. Бякичче	14ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-4-10	П	Правобережье р.Сиеминде	14ф
VI-4-11	П	Левобережье р. Прав. Бякичче	14ф
VI-5-2	П	Левобережье р. Эегес	42ф
VI-5-3	П	Левобережье р. Дадынчан	42ф
VI-5-4	П	Левобережье р. Тумара	42ф
VI-5-5	П	Восточнее р. Тумара, у южной рамки	42ф
VI-5-6	П	Восточнее р. Эегес	42ф
Черные металлы Железо			
IV-4-18	П	Верховье р. Немичан	21ф
IV-4-20	П	Верховье р. Аркачан	21ф
IV-4-28	П	Верховье р. Немичан	21ф
IV-4-32	П	Верховье р. Немичан	21ф
IV-4-35	П	Верховье р. Немичан	21ф
IV-4-37	П	Правобережье р. Сагандя	21ф
IV-4-38	П	Левобережье р. Сагандя	21ф
IV-4-42	П	Верховье р. Немичан	21ф
Цветные металлы Медь			
II-4-8	П	Промежуточное	1ф
III-3-4	П	Лабыктанинское	78
III-3-11	П	Правобережье р. Кони	78
III-3-12	П	Верховье р. Быгантай	78
III-3-14	П	Кони-1	78
III-3-16	П	Правобережье р. Ундюлюнг	78
III-3-23	П	Верховье р. Ундюлюнг	78
III-4-1	П	Эргеляхское	78, 76ф
III-4-15	П	Верховье р. Тойомсук	21ф
III-4-21	П	Верховье р. Куранах	21ф
III-4-31	П	Правобережье р. Куранах	21ф
V-5-3	П	Правобережье р. Момья	65ф
IV-2-1	ПМ	Верховье р. Бурандя	8ф
IV-2-22	ПМ	Правобережье р. Сагандя	8ф

Продолжение

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-1-1	ПМ	Верховье р. Немтек-Юряге	8ф
VI-3-1	ПМ	Левобережье р. Сахчан	21ф
VI-4-7	ПМ	Правобережье р. Сиеминде	21ф
IV-1-3	ВГХО	Левобережье р. Дянышка (Кобыча)	8ф
М е д ь , с в и н е ц			
V-5-5	П	Верховье р. Бурандя	65ф
V-5-7	П	Верховье р. Бурандя	65ф
V-5-10	П	Правобережье р. Баяндя	65ф
V-5-11	П	Правобережье р. Баяндя	65ф
V-5-12	П	Правобережье р. Баяндя	65ф
V-5-14	П	Правобережье р. Баяндя	65ф
V-5-16	П	Верховье р. Баяндя	65ф
С в и н е ц			
I-1-8	П	Правобережье р. Дюэдесинде	20ф
I-3-11	П	Менгюлечан	4ф
II-3-8	П	Улахан-Дектендьє 2	1ф
II-3-12	П	Улахан-Дектендьє 4	1ф
II-4-1	П	Муостахское	1ф
III-3-8	П	Левобережье р. Кони	78
III-4-10	П	Верховье р. Хобойоту	21ф
III-4-17	П	Забытый	12ф
IV-3-9	П	Галенитовое	49ф
IV-6-5	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
V-5-2	П	Правобережье р. Селян	65ф
V-5-4	П	Левобережье р. Бурандя	65ф
V-5-6	П	Правобережье р. Аркачан	65ф
V-5-9	П	Правобережье р. Баянд	65ф
V-5-15	П	Правобережье р. Баянд	65ф
V-5-17	П	Левобережье р. Дулгалах	65ф
V-6-3	П	Верховье р. Тумара	64ф
V-6-5	П	Верховье р. Тумара	21ф
I-3-6	ПМ	Левобережье р. Сынча	4ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-2-10	ПМ	Верховье р. Дянышка	8ф
IV-2-18	ПМ	Левобережье р. Дянышка	8ф
IV-2-19	ПМ	Правобережье р. Оставли	8ф
IV-5-29	ПМ	Левобережье р. Аркачан	8ф
II-4-4	ПГХО	Правобережье р. Тирехтях	1ф
III-2-1	ПГХО	Бассейн р. Бургабылы	3ф
VI-6-7	ПГХО	Правобережье р. Булгари	84
С в и н е ц , ц и н к			
V-5-22	ММ	Балбукское	64ф
I-1-7	П	Левобережье р.Сынча-Сагуру-Салата	20ф
I-1-10	П	Левобережье р.Сынча-Сагуру-Салата	20ф
I-1-12	П	Правобережье р. Сухандя	20ф
I-2-7	П	Левобережье р. Сынча	20ф
I-2-18	П	Левобережье р. Аялыр	20ф
I-2-21	П	Верховье р. Аялыр	20ф
I-2-34	П	Верховье р. Судяндахан	20ф
I-2-37	П	Левобережье р. Судяндахан	20ф
I-2-38	П	Левобережье р. Судяндахан	20ф
I-2-40	П	Левобережье р. Судяндахан	20ф
I-2-41	П	Левобережье р. Судяндахан	20ф
I-2-45	П	Левобережье р. Судяндахан	20ф
I-4-5	П	Чубукуриане	73
I-4-6	П	Лесное II	4ф
II-2-4	П	Огоньор	60ф
II-2-7	П	Лево-Куоландинское	60ф
II-2-8	П	Куоландинское	60ф
II-2-9	П	Куоландинское II	60ф
II-2-10	П	Куоландинское дальнее	60ф
II-2-11	П	Дуочанское	60ф
II-2-12	П	Левобережье р. Куоланда	60ф
II-2-19	П	Техтирское	60ф
II-2-21	П	Собопольское	60ф
II-2-27	П	Мегенское	60ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-2-28	П	Оттухтаское	60ф
II-3-4	П	Сэрэгэ	1ф
II-3-5	П	Дэйээгимин	1ф
II-3-7	П	Кемюс	1ф
II-3-14	П	Оттуктах-2	1ф
II-4-2	П	Собопольское	1ф
II-5-18	П	Нюэле	74
III-1-2	П	Арычын	3ф
III-2-3	П	Шульц	3ф
III-3-24	П	Верховье р. Ундюлюнг	78
III-4-9	П	Верховье р. Быгантай	21ф
III-4-13	П	Правобережье р. Куранах	21ф
III-4-20	П	Верховье р. Куранах	21ф
III-4-26	П	Верховье р. Молодек	21ф
III-4-34	П	Левобережье р. Хобойоту	21ф
III-4-38	П	Правобережье р. Эчий	21ф
III-4-42	П	Правобережье р. Эчий	21ф
III-5-17	П	Куэрегей	21ф
III-5-18	П	Березкинское	21ф
IV-1-2	П	Низовье р. Дюотусчан	8ф
IV-2-9	П	Правобережье р. Сатанья	8ф
IV-3-2	П	Ягодное	49ф
IV-3-4	П	Трог	49ф
IV-3-5	П	Базовое	49ф
IV-3-11	П	Кусланга	49ф
IV-4-10	П	Чуора	49ф
IV-4-14	П	Бликий	46ф
IV-4-15	П	Кельтерское	21ф
IV-4-16	П	Левобережье р. Аркачан	21ф
IV-4-21	П	Верховье р. Аркачан	21ф
IV-4-23	П	Антовачанское	21ф
IV-4-25	П	Аркачанское	21ф
IV-4-26	П	Аркачан II	46ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-4-27	П	Правобережье р. Аркачан	21ф
IV-4-30	П	Агден-Упе	46ф
IV-4-33	П	Левобережье р. Аркачан	21ф
IV-4-34	П	Учагын I	46ф
IV-5-1	П	Левобережье р. Эчий	21ф
IV-5-2	П	Правобережье р. Эчий	21ф
IV-5-3	П	Правобережье р. Эчий	34ф
IV-5-7	П	Правобережье р. Хорохыт	64ф
IV-6-1	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-2	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-3	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-4	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-6	П	Правобережье р. Кене-Юрях	21ф
IV-6-8	П	Левобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-12	П	Правобережье р. Эчий-Тирехтях	21ф
IV-6-13	П	Левобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-21	П	Левобережье р. Самолкон	21ф
IV-6-32	П	Озерный	21ф
V-5-8	П	Правобережье р. Баяндя	65ф
V-6-2	П	Верховье р. Тумара	64ф
V-6-8	П	Верховье р. Тумара	64ф
I-3-10	ПМ	Левобережье р. Соболах-Маян	4ф
I-4-8	ПМ	Правобережье р. Собола	4ф, 73
I-5-3	ПМ	Правобережье р. Бынтай	73
I-5-7	ПМ	Правобережье р. Бынтай	73
I-5-9	ПМ	Левобережье р. Собола	73
II-2-14	ПМ	Правобережье р. Соболах-Маян	4ф
II-2-17	ПМ	Верховье р. Техтир	63
II-2-23	ПМ	Левобережье р. Соболах-Маян	4ф
II-2-25	ПМ	Левобережье р. Соболах-Маян	63
IV-5-10	ПМ	Левобережье р. Аркачан	34ф
IV-5-13	ПМ	Верховье р. Аркачан	34ф
IV-5-19	ПМ	Правобережье р. Сиреленде	34ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-5-25	ПМ	Левобережье р. Аркачан	34ф
IV-5-33	ПМ	Правобережье р. Аркачан	34ф
IV-5-36	ПМ	Правобережье р. Аркачан	34ф
IV-5-39	ПМ	Правобережье р. Аркачан	34ф
IV-5-42	ПМ	Правобережье р. Сутаня	34ф
I-3-12	ШО	Левобережье р. Соболах-Маян	4ф
I-5-1	ШО	Бассейн р. Аччыгын-Саккырыр	73
I-5-2	ШО	Правобережье р. Бытантай	73
I-6-1	ШО	Правобережье р. Сынгынах	74
II-2-24	ШО	Правобережье р. Мяген	60ф
II-2-26	ШО	Верховье р. Эмяхсин	60ф
III-3-1	ШО	Правобережье р. Оттуктах	78
III-3-3	ШО	Правобережье р. Лыбылах	78
III-3-7	ШО	Левобережье р. Куранах	78
III-3-21	ШО	Правобережье р. Мастах	78,1ф
IV-2-2	ШО	Левобережье р. Бырандя	8ф
IV-2-5	ШО	Бассейн р. Сатаня	8ф
VI-4-1	ШО	Бассейн р. Нуора	64ф
VI-4-2	ШО	Правобережье р. Нуора	64ф
VI-4-3	ШО	Верховье р. Тагындя	64ф
VI-5-1	ШО	Левобережье р. Тумара	41ф
II-2-6	ВГХО	Верховье р. Техтир	60ф
II-3-3	ПГХО	Бассейн р. Сюрян	1ф
II-4-6	ПГХО	Низовье р. Кемюс	1ф
С в и н е ц , м е д ь , о л о в о			
IV-6-5	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
Ц и н к			
I-3-13	П	Верховье р. Хобол	4ф
I-4-3	П	Перевальное	4ф
I-4-7	П	Лесное	4ф
II-3-2	П	Сенчан-Нейча	1ф
II-3-10	П	Мерети-1	1ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-4-7	П	Берелех	1ф
II-4-10	П	Кюнкейское	1ф
II-4-12	П	Восточное	70
III-3-22	П	Верховье р. Ундюлюнг	78
IV-3-8	П	Цинковое	49ф
IV-3-11	П	Куст	49ф
IV-4-36	П	Левобережье р. Сагандя	21ф
V-6-1	П	Бассейн р. Орол	21ф
I-3-5	ПМ	Верховье р. Оннюола	4ф
I-3-9	ПМ	Правобережье р. Тара-Сала	4ф
I-4-2	ПМ	Верховье р. Улахан-Саккырыр	71ф
I-4-4	ПМ	Верховье р. Улахан-Саккырыр	71ф, 4ф
IV-2-3	ПМ	Верховье р. Бырандя	8ф
IV-2-11	ПМ	Правобережье р. Дянышка	8ф
IV-5-4	ПМ	Верховье р. Аркачан	34ф
I-3-8	ШО	Бассейн р. Кереске	4ф
I-4-1	ШО	Верховье рек Бытык, Эрбичиек	4ф
III-1-4	ШО	Правобережье р. Кучу	47ф
III-5-6	ШО	Правобережье р. Бильлях	75
IV-1-13	ШО	Бассейн р. Таям	8ф
IV-2-20	ШО	Левобережье р. Бырандя	8ф
IV-2-21	ШО	Верховье р. Остакхавчан	8ф
IV-2-23	ШО	Бассейн р. Датусундя	8ф
V-2-5	ШО	Бассейн р. Тельгер-Юрях	8ф
V-2-7	ШО	Верховье р. Тельгер-Юрях	8ф
II-2-20	ВГХО	Правобережье р. Техтир	60ф
VI-6-4	ВГХО	Верховье р. Булгари	75
II-4-5	ПГХО	Кенекюр	1ф
III-1-1	ПГХО	Левобережье р. Буорсалыр-Тарына	47ф
Молибден			
III-4-28	П	Левобережье р. Молодек	21ф
III-4-30	П	Холодное	12ф
III-5-5	ПМ	Правобережье р. Бильлях	79, 21ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-6-6	ВГХО	Бассейн р. Дяран	75
В о л ь ф р а м			
IV-5-31	П	Левобережье р. Сомолкон	21ф
О л о в о			
III-4-33	ММ	Бочийское	21ф
III-4-37	ММ	Имтанджинское	21ф
IV-6-17	ММ	Россыпь р. Тысы-Кыыл, Делювиальное	21ф
IV-6-25	ММ	Россыпь р. Крутой, Юбилейный, Аномальный, Медвежий, Аллювиальный	21ф
IV-6-22	МС	Аномальное	21ф
I-2-26	П	№ 95. Верховье р. Сынча	20ф
III-4-3	П	Быйытта	12ф
III-4-11	П	Викинг	12ф
III-4-18	П	Правобережье р. Куранах	21ф
III-4-32	П	Участок Контактный	21ф; 12ф
III-4-39	П	Охорукское	12ф
III-6-2	П	Екючинское	57ф
IV-6-14	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-16	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-18	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-27	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-28	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-29	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-2-12	ПМ	Левобережье р. Сутаня	8ф
III-4-2	ШО	Левобережье р. Хобойот	12ф
III-4-5	ШО	Бассейн р. Молодек	12ф
III-6-1	ШО	Правобережье р. Окючю	75
IV-1-1	ВГХО	Левобережье р. Дюотусчан	8ф
О л о в о, с в и н е ц, м е д ь			
III-5-8	П	Ат-Юряхское	21ф
О л о в о, с в и н е ц, ц и н к			
IV-6-20	ММ	Жила Вертикальная	21ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-2-30	П	№ 96. Верховье р. Сынча	20ф
II-6-5	П	Тонголохское	57ф
IV-6-7	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-9	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-10	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-11	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-15	П	Левобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-19	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-23	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-24	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
IV-6-26	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
III-4-27	ПМ	Молодок	12ф
Р т у т ь			
II-5-19	МС	Звездочка	21ф, 29ф
III-6-7	МС	Холболох	21ф
II-5-14	ММ	Загадочное	29ф
I-5-4	П	Тирехтях	74
II-5-11	П	Перевальное	29ф
II-5-15	П	Юбилейное	29ф
II-5-16	П	Верхнее	29ф
II-5-17	П	Грива	29ф
II-5-20	П	Холодный Ключ	29ф
II-5-21	П	Прямое	29ф
II-5-22	П	Кордон	29ф
III-5-10	П	Таас-Наачаны	68ф
III-5-15	П	Тумара	21ф
III-5-16	П	Южное Тумаринское	21ф
III-5-19	П	Кеппех	29ф
III-5-20	П	Зимний	21ф
III-5-21	П	Улага (Прощай)	21ф
III-5-22	П	Поздний	21ф
III-6-8	П	Правобережье р. Быйыттах	21ф
I-5-8	ПМ	Левобережье р. Тирехтях	73

Продолжение

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-6-5	ПМ	Правобережье р. Быйытта	21ф
I-5-5	ШО	Бассейн р. Тирехтя	73
I-5-6	ШО	Бассейн р. Тирехтя	73
I-6-2	ШО	Правобережье р. Кыра	74
II-5-23	ШО	Верховья рек Алын-Начаны и Окючю	29ф
II-6-1	ШО	Левобережье р. Силилях	21ф
III-1-6	ШО	Бассейн р. Сырган	47ф
III-5-2	ШО	Правобережье р. Алын-Начаны	75
III-6-3	ШО	Бассейн р. Кюэрегей	21ф; 75
М ы ш ь я к			
III-4-12	П	Правобережье р. Хобойоту	21ф
III-4-29	П	Верховье р. Куранах	21ф
IV-6-30	П	Левобережье р. Саха-Юряге	21ф
IV-6-31	П	Правобережье р. Дулгалах	21ф
С у р ь м а			
I-6-3	П	Сынганах	74
II-5-2	П	Крутое	76
II-5-3	П	Артык	76
II-5-4	П	Ветка	76
II-5-6	П	Иэсэрдээх	21ф
II-5-7	П	Правобережье р. Бетюген	70
II-5-8	П	Саадьяас	21ф
II-5-9	П	Арга-Тиктех	74
II-5-10	П	Мугурус	29ф
II-5-13	П	Буор	29ф
II-6-2	П	Бетюген	70
III-5-13	П	Близкое	21ф
III-5-14	П	Луч	21ф
IV-5-15	П	Правобережье р. Аркачан	21ф
IV-5-32	П	Левобережье р. Аркачан	21ф
IV-5-34	П	Правобережье р. Бурандя	21ф
IV-6-33	П	Левобережье р. Дулгалах	21ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы Редкие земли			
II-2-16	П	Правобережье р. Техтир	60ф
IV-5-7	ПМ	Правобережье р. Ньюктаме	34ф
IV-5-8	ПМ	Правобережье р. Ньюктаме	34ф
IV-5-9	ПМ	Правобережье р. Ньюктаме	34ф
IV-5-27	ПМ	Левобережье р. Аркачан	34ф
IV-5-30	ПМ	Правобережье р. Аркачан	34ф
IV-5-40	ШО	Бассейн рек Бурандя, Силян	58
V-5-19	ШО	Бассейн рек Тумара, Аллара-Хадарыння	58
VI-6-1	ШО	Бассейн р. Дяран	75
Благородные металлы Золото			
IV-4-22	МС	Аркачанское	46ф
IV-4-1	М	Россыпь средняя. Чочимбальская группа Левобережье р. Дяньшка	21ф
IV-4-9	ММ	Россыпь Ранняя (Кельтерская)	21ф
I-2-6	П	Левобережье р. Сынча	20ф
I-2-8	П	Левобережье р. Сынча	20ф
I-2-9	П	Правобережье р. Сынча-Оннюлага	20ф
I-2-11	П	Левобережье р. Сынча	20ф
I-2-17	П	Левобережье р. Аялыр	20ф
I-2-20	П	Левобережье р. Аялыр	20ф
I-2-22	П	№ 67. Верховье р. Сынча-Согуру-Салата	20ф
I-2-24	П	№ 70. Левобережье р. Аялыр	20ф
I-2-28	П	№ 72. Правобережье р. Сухандя	20ф
I-3-3	П	Левобережье р. Сынча-Оннюлага	4ф
II-5-1	П	Правобережье р. Быгантай	76
II-5-5	П	Правобережье р. Быгантай	71
III-3-2	П	Правобережье р. Таруласкы	78
III-3-5	П	Верховье р. Кони	78
III-3-9	П	Правобережье р. Куранах	21ф
III-3-10	П	Левобережье р. Быгантай	78
III-3-13	П	Левобережье р. Быгантай	78

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-3-15	П	Левобережье р. Кони	78
III-3-19	П	Левобережье р. Ундюлюнг	78
III-3-20	П	Правобережье р. Мастах	78
III-3-25	П	Левобережье р. Ундюлюнг	78
III-4-6	П	Левобережье р. Хобойоту	22
III-4-7	П	Правобережье р. Бынтай	21ф
III-4-8	П	Правобережье р. Бынтай	21ф
III-4-16	П	Верховье р. Бынтай	21ф
III-4-19	П	Правобережье р. Хобойоту	21ф
III-4-22	П	Левобережье р. Куранах	21ф
III-4-23	П	Левобережье р. Оргеннет	78
III-4-25	П	Правобережье р. Молодек	21ф
III-4-35	П	Верховье р. Молодек	78
III-4-41	П	Левобережье р. Эчий	78
III-4-43	П	Правобережье р. Эчий	78
IV-3-7	П	Олячи	49ф
IV-3-10	П	Галочка	49ф
IV-3-18	П	Верховье р. Немичан	82
IV-3-19	П	Китани	82
IV-4-2	П	Правобережье р. Ньюэктаме	21ф
IV-4-3	П	Чочимбальское	21ф
IV-4-4	П	Красная Горка	21ф
IV-4-5	П	Правобережье р. Ньюэктаме	21ф
IV-4-6	П	Позолота	46ф
IV-4-7	П	Красное	21ф
IV-4-8	П	Верхнее	46ф
IV-4-11	П	Бодрое	21ф
IV-4-13	П	Пентиум	21ф
IV-4-17	П	Левобережье р. Сагандя	21ф
IV-4-19	ПМ	Левобережье р. Аркачан	21ф
IV-4-29	ПМ	Левобережье р. Аркачан	21ф
IV-4-31	П	Правобережье р. Сагандя	21ф
IV-4-39	П	Левобережье р. Сагандя	21ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-4-40	П	Правобережье р. Сутаня	78
IV-4-41	ПМ	Верховье р. Аркачан	21ф
IV-4-43	П	Левобережье р. Сагандя	21ф
IV-4-45	П	Правобережье р. Сутаня	21ф
IV-4-46	П	Правобережье р. Сутаня	21ф
IV-5-28	П	Тарыннах-I	21ф
IV-5-35	П	Тарыннах-II	21ф
IV-5-41	П	Левобережье р. Сутаня	34ф
VI-4-12	П	Злой	46ф
VI-6-2	П	Правобережье р. Сытылиндя	75
VI-6-3	П	Правобережье р. Сытылиндя	75
VI-6-5	П	Правобережье р. Сытылиндя	75
VI-6-8	П	Верховье р. Хатык-Оренокит	75
VI-6-9	П	Верховье р. Хатык-Оренокит	75
III-5-3	ПМ	Левобережье р. Меникян	75
III-5-4	ПМ	Верховье р. Бутугас	75
III-5-7	ПМ	Верховье р. Бутугас	75
III-5-9	ПМ	Верховье р. Меникян	75
III-5-11	ПМ	Правобережье р. Меникян	75
III-5-12	ПМ	Правобережье р. Бутугас	75
III-5-23	ПМ	Левобережье р. Антыгыння	79
III-6-4	ПМ	Левобережье р. Быйытта	79
III-6-6	ПМ	Правобережье р. Быйытта	79
III-6-9	ПМ	Верховье р. Быйытта	79
IV-1-5	ПМ	Правобережье р. Дянышка	8ф
IV-1-6	ПМ	Правобережье р. Дянышка	8ф
IV-2-4	ПМ	Левобережье р. Кюндей	8ф
IV-2-6	ПМ	Левобережье р. Бырандя	8ф
IV-2-7	ПМ	Левобережье р. Бырандя	8ф
IV-2-8	ПМ	Правобережье р. Бырандя	8ф
IV-2-13	ПМ	Правобережье р. Дянышка	8ф
IV-2-14	ПМ	Левобережье р. Сатаня	8ф
IV-2-15	ПМ	Левобережье р. Дянышка	8ф

Продолжение

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-2-16	ПМ	Левобережье р. Дянышка	8ф
IV-2-17	ПМ	Левобережье р. Дянышка	8ф
IV-2-24	ПМ	Левобережье р. Дянышка	8ф
IV-3-12	ПМ	Верховье р. Оставли	49ф
IV-3-14	ПМ	Верховье р. Эмчэчин	49ф
IV-3-15	ПМ	Левобережье р. Оставли	49ф
IV-3-16	ПМ	Левобережье р. Кусланга	49ф
Серебро			
IV-5-16	ММ	Васильевское	34ф
IV-5-17	ММ	Мангазейское	21ф
IV-5-18	ММ	Васильевское (Южный блок)	34ф
IV-5-20	ММ	Стерженное	34ф
IV-5-22	ММ	Вертикальное	21ф
IV-5-23	ММ	Нижне-Эндыбальское	34ф
IV-5-26	ММ	Безымянное	34ф; 21ф
I-1-6	П	Правобережье р. Сынча-Согуру-Салата	20ф
I-2-3	П	№ 20. Правобережье р. Онкеер	20ф
I-2-5	П	ПР № 22. Левобережье р. Сынча	20ф
I-2-10	П	ПР № 27. Левобережье р. Сынча-Оннюолага	20ф
I-2-14	П	ПР № 46. Левобережье р. Аялыр	20ф
I-2-15	П	ПР № 43. Левобережье р. Аялыр	20ф
I-2-16	П	ПР № 48. Левобережье р. Аялыр	20ф
I-2-27	П	Верховье р. Сынча-Согуру-Салата	20ф
I-3-1	П	Правобережье р. Онкеер	4ф
I-3-4	П	Левобережье р. Сынча-Оннюолага	4ф
II-2-22	П	Правобережье р. Соболах-Маян	60ф
II-4-9	П	Центральное Кимпиче	1ф, 76ф, 53ф
III-3-6	П	Правобережье р. Бынтай	78
III-3-17	П	Правобережье р. Мастах	78
III-4-4	П	Быйыттах II	12ф
III-4-14	П	Хосское	21ф
III-4-36	П	Правозчийское	12ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-4-40	П	Лево-Эчийское	70; 12ф
III-4-44	П	Имтанджинское	76ф
III-5-1	П	Мэникенское	21ф
IV-3-1	П	Хоту-Детенджа	49ф
IV-5-5	П	Правобережье р. Ньюэктаме	34ф
IV-5-6	П	Егор	34ф
IV-5-11	П	Среднее течение Ньюэктаме	34ф
IV-5-12	П	Бурное	34ф
IV-5-14	П	Мухалканское	34ф
IV-5-21	П	Мысовое	21ф
IV-5-24	П	Привет	34ф
IV-5-37	П	Левобережье р. Эчий-Тирехтях	34ф
IV-5-38	П	Кус-Кюээль	34ф
V-5-13	П	Попутное	65ф
VI-6-2	П	Правобережье р. Сытылиндя	82
VI-6-3	П	Восточнее отметки 2120	82
VI-6-5	П	Юго-восточнее отметки 2120	82
VI-6-9	П	Юго-восточнее отметки 2120	82
II-4-3	ПГХО	Левобережье р. Быгантай	1ф
Оптические материалы Кварц пьезоэлектрический			
I-2-36	МС	Касалин	20ф
I-2-2	ММ	Арангас	20ф
I-2-31	ММ	Верхний III	20ф
I-2-32	ММ	Нижний	20ф
I-2-35	ММ	Босувчан I	20ф
II-2-2	ММ	Подкова	60ф
II-2-13	ММ	Собопольское	63
I-1-4	П	Удобное	20ф
I-2-1	П	Оданюхан	20ф
I-2-4	П	Начальное	20ф
I-2-12	П	Левобережье р. Дюэндечан	20ф
I-2-13	П	Левобережье р. Сынча	20ф

Продолжение

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
I-2-19	П	Правобережье р. Сынча-Согуру-Сала	20ф
I-2-23	П	Пограничный	20ф
I-2-25	П	Визир	20ф
I-2-29	П	Олбор	20ф
I-2-33	П	Правобережье р. Судяндахан	20ф
I-2-39	П	Левобережье р. Судяндахан	20ф
I-2-42	П	Правобережье р. Соболах-Маян	20ф
I-2-43	П	Сетачан	20ф
I-2-44	П	Верховье р. Судяндахан	20ф
I-3-2	П	Правобережье р. Сынча-Оннюолага	60ф
I-3-7	П	Правобережье р. Андыр	4ф
II-2-1	П	Верховье р. Куолланда	60ф
II-2-3	П	Огоньор	60ф
II-2-5	П	Правобережье р. Куолланда	60ф
II-2-15	П	Левобережье р. Хектир	60ф
II-2-18	П	Правобережье р. Соболах-Маян	60ф
II-3-1	П	Кюрюе-Юрюей	1ф
II-3-6	П	Сулда-Текээкит	1ф
II-3-9	П	Улахан-Дектендьё-3	1ф
II-3-11	П	Улахан-Дектендьё-4	1ф
II-3-13	П	Оттуктаах	1ф
III-3-18	П	Правобережье р. Бытантай	78
III-4-24	П	Левобережье р. Куранах	78
IV-3-3	П	Кристалл	49ф
IV-3-6	П	Каскад	49ф
V-5-18	П	Правобережье р. Энкят	64ф
V-5-20	П	Левобережье р. Аллара-Хадарынния	64ф
V-5-21	П	Левобережье р. Аллара-Хадарынния	64ф
V-6-4	П	Левобережье р. Делиндя	21ф
V-6-6	П	Правобережье р. Делиндя	64ф
Минеральные удобрения Ф о с ф о р и т			
I-1-3	П	Правобережье р. Сынча	20ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-3-13	П	Правобережье р. Олячи	80
IV-3-20	П	Правобережье р. Сагандя	80
IV-3-21	П	Левобережье р. Китани	80
IV-3-22	П	Левобережье р. Китани	80
Строительные материалы			
VI-1-15	МС Песок	Санга-Кюельское	15ф, 9ф
VI-1-7	ММ Глины, суглинки	Китчанское	15ф, 9ф
VI-1-11	ММ Песчаник	Собо-Хаинское	15ф, 9ф
VI-1-12	ММ Суглинки, супеси	Промышленное	15ф, 9ф
Гипс, ангидрит			
III-1-3	П	Правобережье р. Буорсалыр-Тарына	3ф
III-2-2	П	Левобережье р. Ундюлонг	3ф
III-2-4	П	Левобережье р. Дябля	3ф

Используемые сокращения: МК – крупное месторождение; МС – среднее месторождение; ММ – мелкое месторождение; П – рудопроявление; ПМ – пункт минерализации; ШО – шлиховой ореол; ПГХО – первичный геохимический ореол; ВГХО – вторичный литохимический ореол. При перечислении полезные компоненты указаны в порядке убывания значимости.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Л. И. Сметанникова, А. П. Кропачев</i>	3
Стратиграфия	9
Палеозойская эратема	9
Каменноугольная система. <i>В. С. Гриненко</i>	26
Пермская система. <i>В. С. Гриненко</i>	35
Мезозойская эратема	35
Триасовая система. <i>А. М. Труцелев</i>	62
Юрская система. <i>В. С. Гриненко, В. Г. Князев</i>	82
Меловая система. <i>В. С. Гриненко</i>	94
Кайнозойская эратема	94
Неогеновая система. <i>Л. И. Сметанникова</i>	97
Четвертичная система. <i>Л. И. Сметанникова</i>	111
Магматизм. Нестратифицированные магматические образования	111
Раннемезозойские магматические образования. <i>А. П. Кропачев</i>	114
Позднемезозойские магматические образования. <i>А. П. Кропачев</i>	132
Метаморфические и метасоматические образования. <i>Л. И. Сметанникова</i>	132
Тектоника. <i>А. В. Прокопьев</i>	139
Геоморфология. <i>Л. И. Сметанникова</i>	165
История геологического развития. <i>А. В. Прокопьев</i>	180
Полезные ископаемые	190
Горючие ископаемые	191
Газ и газовый конденсат. <i>И. В. Павлова</i>	191
Каменный уголь. <i>И. В. Павлова</i>	194
Металлические ископаемые	198
Железо. <i>Г. Г. Серкина</i>	198
Цветные металлы	198
Медь. <i>Г. Г. Серкина</i>	198
Свинец и цинк. <i>А. П. Кропачев</i>	199
Молибден. <i>Г. Г. Серкина</i>	208
Вольфрам. <i>Г. Г. Серкина</i>	209
Олово. <i>С. С. Федорова</i>	210
Ртуть. <i>Г. Г. Серкина</i>	215
Мышьяк. <i>Г. Г. Серкина</i>	220
Сурьма. <i>Г. Г. Серкина</i>	221
Редкие земли. <i>О. И. Щербаков, Г. Г. Серкина</i>	224
Благородные металлы	225
Золото. <i>О. И. Щербаков</i>	225
Серебро. <i>О. И. Щербаков</i>	238

Неметаллические ископаемые	250
Пьезооптическое сырье. <i>И. В. Павлова</i>	250
Минеральные удобрения. <i>И. В. Павлова</i>	253
Строительные материалы. <i>И. В. Павлова</i>	253
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>А. П. Кропачев, Г. Н. Гамянин, М. И. Розинов</i>	256
Гидрогеология. <i>В. И. Метелев</i>	276
Эколого-геологическая обстановка. <i>О. И. Щербаков</i>	286
Заключение. <i>О. И. Щербаков, А. П. Кропачев, Л. И. Сметанникова, В. С. Грищенко, А. М. Трущелев</i>	291
Список литературы	295
Указатель к карте полезных ископаемых	315

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Верхояно-Кольмская
Лист Q-52 – Верхоянские цепи
Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 10.12.08. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.
Печать офсетная. Печ. л. 21 + 6 вкл. Уч.-изд. л. 29. Тираж 150 экз.
Заказ 80474019

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153