

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Юдомская

Лист Р-53-XXIV

**МОСКВА
2020**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Государственный комитет Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию
(Госкомгеология РС(Я))

Государственное унитарное горно-геологическое предприятие «Восточно-Якутское»
(ГУГГП «Восточно-Якутское»)

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. Карпинского
(ВСЕГЕИ)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Юдомская

Лист Р-53-XXIV

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2020

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26
Г72

Авторы

*А. П. Кропачев, А. К. Иогансон, И. Я. Гогин, В. В. Заморюев, М. С. Щербаков,
К. А. Мексярова, А. К. Худолей*

Редактор *А. К. Иогансон*

Рецензенты

В. В. Русс
Е. Б. Хогина

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Юдомская. Лист Р-53-XXIV. Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А. П. Кропачев, А. К. Иогансон, И. Я. Гогин и др.; Минприроды России, Роснедра, Госкомгеология РС(Я), ГУГПП «Восточно-Якутское», ВСЕГЕИ. – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (187 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-710-1 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-711-8

Г72

Содержит сведения по стратиграфии, магматизму, тектонике, полезным ископаемым, гидрогеологии, геоморфологии и эколого-геологическим условиям района. Дана характеристика стратиграфических и магматических подразделений с обоснованием их возраста, важнейших тектонических структур, основных этапов развития района. Характеристика полезных ископаемых, закономерностей их размещения и прогнозная оценка рудных объектов территории приведена по состоянию на 01.01.2000 г. Комплекс эколого-геологических исследований позволили дать оценку состояния окружающей среды. Основные перспективы района связаны с фосфоритами в кремнисто-карбонатно-аргиллитовой формации нижнего–среднего кембрия (акринская свита) и коренной золотоносностью. Перспективы россыпей золотоносности ограничены и связаны с погребенными россыпями и недоработанными участками известных россыпей. Имеются перспективы платино- и алмазоносности.

Илл. 10, список лит. 78 назв., прил. 13.

УДК 55(571.56)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 7 марта 2001 г.

ISBN 978-5-93761-710-1 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-711-8

© Роснедра, 2020
© ГУГПП «Восточно-Якутское», 2001
© Коллектив авторов и редакторов, 2001
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОГЛАВЛЕНИЕ.....	4
ВВЕДЕНИЕ.....	6
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	8
СТРАТИГРАФИЯ.....	13
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ.....	36
ТЕКТОНИКА.....	43
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	57
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	62
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ.....	65
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА.....	80
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	92
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА.....	95
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	97
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	98
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа Р-53-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	101
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых листа Р-53-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	102
<i>Приложение 3.</i> Характеристика промышленных россыпей золота с балансовыми запасами категории С ₁ и С ₂ по состоянию на 01.01.2000 г. на территории листа Р-53-XXIV.....	105
<i>Приложение 4.</i> Характеристика отработанных промышленных россыпей золота на территории листа Р-53-XXIV.....	106
<i>Приложение 5.</i> Характеристика непромышленных россыпей золота на территории листа Р-53-XXIV.....	107
<i>Приложение 6.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых.....	108
<i>Приложение 7.</i> Прогнозируемые виды полезных ископаемых, их ресурсы и рекомендуемые виды работ на площади листа Р-53-XXIV.....	109
<i>Приложение 8.</i> Прогнозные ресурсы погребенных россыпей Хандинского и Сегеннинского золотороссыпных узлов.....	110
<i>Приложение 9.</i> Список стратотипов, петротипов и опорных обнажений, показанных на геологической карте.....	111
<i>Приложение 10.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов калий-аргоновым методом.....	112
<i>Приложение 11.</i> Результаты уран-свинцовой датировки долеритов суордахского комплекса.....	113
<i>Приложение 12.</i> Химический и микроэлементный состав долеритов горбинского комплекса.....	114
Химический и микроэлементный состав долеритов суордахского комплекса.....	115
Химический и микроэлементный состав пород сеттедабанского комплекса.....	116
Химический и микроэлементный состав позднедевонских базальтов (сегеняхская свита)..	118
<i>Приложение 13.</i> Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в осадочных породах.....	119
Фоновые и аномальные содержания элементов-примесей разных классов опасности в почвах и растениях.....	120

Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в осадочных породах	121
Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в магматических и метасоматических породах	122
Состав речных вод	123

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-53-XXIV расположена в юго-западной части Верхояно-Колымской складчатой системы, вблизи ее сочленения с Сибирской платформой. Административно она входит в Усть-Майский и Томпонский районы (улусы) Республики Саха (Якутия).

Рельеф района низко- и среднегорный. Выделяются части трех орографических сооружений. Низкогорный рельеф северо-западной части соответствует Кербинскому нагорью. Здесь распространены широкие водоразделы с пологими склонами, плавно переходящими в днища долин. Наибольшие высотные отметки составляют здесь около 1 000 м, превышения водоразделов над днищами долин – 200–300 м. Долины рек и ручьев широкие, обычно занесенные и часто заболочены.

Большую часть территории занимает хр. Сетте-Дабан, характеризующийся преимущественно среднегорным рельефом и состоящий из ряда гряд и цепей, вытянутых в меридиональном направлении. Наиболее высокими являются на западе Горностахская цепь с отдельными вершинами более 1 700 м и восточная часть хребта, где абсолютные высотные отметки достигают 1 900–2 000 м. Водоразделы здесь узкие скалистые, иногда сглаженные; превышения их над днищами долин рек и ручьев варьируют от 200–400 до 800–900 м, изредка 1 200 м. Долины водотоков нередко узкие глубоко врезанные с крутыми скалистыми склонами.

Юдомо-Майское нагорье расположено в юго-восточной части листа. Оно характеризуется обычно абсолютными отметками до 1 400–1 500 м и превышением водораздельных гряд над долинами ручьев около 400–600 м. Ориентировка гряд незакономерная, очертания водоразделов сглаженные.

Речная сеть района принадлежит бассейну р. Алдан. Наиболее крупная р. Белая течет преимущественно в широтном направлении. Ширина ее долины – от 300–500 до 1 500 м; склоны нередко крутые с частыми береговыми обрывами. Ширина русла обычно не превышает 50–100 м, глубина на плесах – 2–3 м, на перекатах в межень – менее 1 м; скорость течения – до 2–2,5 м/с. Река Бурхала является правым притоком р. Белая. Ее долина в нижнем течении имеет меридиональную ориентировку, совпадая с продольными разломами. Река находится в стадии глубинной и боковой эрозии и изобилует порогами, каньонами. Остальные реки и ручьи представляют собой типичные горные водотоки с крутыми продольными профилями, водопадами, порогами.

Климат района резко континентальный со среднегодовой температурой –8...–12 °С. Самый теплый месяц июль (до +30...+35 °С), самый холодный – январь (до –60 °С). Годовое количество осадков – 400–500 мм, наибольшее их количество выпадает в июле–августе. Постоянный снеговой покров устанавливается в конце сентября и сохраняется до середины мая. Реки замерзают во второй половине октября. Район расположен в области многолетней мерзлоты, развитой до глубины 250–300 м.

Растительный покров представлен чаще всего лиственницами, растущими в долинах и на склонах до высоты 1 000–1 100 м. В небольшом количестве растут тополь, береза. Низкие водоразделы и склоны покрыты кедровым стлаником.

На территории нет населенных пунктов и постоянно действующих дорог. Тропа, пригодная для конно-вьючного транспорта и вездехода, проходит по р. Белой и р. Суордах. Она соединяет пос. Охотский Перевоз на р. Алдан и пос. Аллах-Юнь, расположенный в 25 км южнее района.

Территория имеет сложное геологическое строение, хорошую обнаженность и удовлетворительную дешифрируемость аэрофотоснимков, плохую проходимость. Коренные обнажения сосредоточены по крутым склонам и водоразделам, долинам ручьев, а также в береговых обрывах рр. Белая, Бурхала.

В подготовке к печати листа Р-53-XXIV (второе издание) принимали участие: А. П. Кропачев (геологическая карта), А. К. Иогансон (карта полезных ископаемых и закономерности их размещения), В. В. Заморуев (карта четвертичных образований), К. А. Мексярова (схемы эко-

лого-геологических условий и оценки эколого-геологических опасностей). Написание глав объяснительной записки распределялось следующим образом: А. П. Кропачев – «Введение», «Заключение», «Интрузивный магматизм», «Тектоника», «История геологического развития»; А. К. Иогансон, И. Я. Гогин, В. В. Заморуев – «Стратиграфия»; В. В. Заморуев – «Геоморфология»; А. К. Иогансон, М. С. Щербаков – «Полезные ископаемые», «Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района»; М. С. Щербаков – «Геологическая изученность», «Гидрогеология»; К. А. Мексярова – «Эколого-геологическая обстановка». Разделы в главе «Тектоника», освещающие исследования по изучению тектонической природы возможных источников сноса, и анализ распределения РЗЭ в мафических породах (глава «Интрузивный магматизм») выполнены А. К. Худолеем.

При проведении ГДП-200 принимали участие А. П. Кропачев, А. Л. Коновалов, М. С. Щербаков, студенты Новосибирского геологоразведочного техникума, сезонные рабочие.

Определение органических остатков выполняли: кораллов – К. Б. Хайзникова, М. М. Орадовская; конодонтов – В. П. Тарабукин, Г. П. Абаимова, Т. А. Москаленко; трилобитов – И. Я. Гогин; гастропод – В. В. Ермак, А. П. Губанов; брахиопод – М. М. Орадовская, В. В. Баранов, Б. С. Абрамов, Ю. Л. Пельман; фораминифер – О. И. Богущ; строматолитов – И. Г. Шаповалова, В. О. Шенфиль; микрофитоцитов – П. Н. Колосов. Химико-аналитические работы проводились: спектральный полуколичественный анализ (на 37 элементов) и пробирный анализ Au, Ag – химическая лаборатория Восточно-Якутского ГУГГП (Н. П. Бажутова); определение содержания в магматических породах окислов, Rb, Sr, Zr, Y, U, Pb, Th, Nb рентгенофлуоресцентным методом и Ba, Cr, Co, Ni, V, Sc, La количественным спектральным методом – химическая лаборатория ВСЕГЕИ (аналитики Б. А. Цилошенко, Л. А. Матвеева, Н. П. Баландина); РЗЭ, а также Sb, Cs, Hf, Ta, Se, Th, U, Co, Cr методом инструментального нейтронно-активационного анализа – химическая лаборатория Института геологии и геохронологии докембрия (аналитик А. Л. Кольцов); минералогический анализ тяжелой фракции протолючек – минералогическая лаборатория ВСЕГЕИ (Э. А. Багдасаров); микронзондовый анализ состава минералов – химическая лаборатория ВСЕГЕИ (аналитик О. А. Яковлева). Определения радиогеохронологического возраста пород K-Ar методом выполнены в ПГО «Запсибгеология», U-Pb методом (по бадделеиту) – в лаборатории Университета провинции Альберта, Эдмонтон (Канада).

На базе Восточно-Якутского ГУГГП осуществлялись чертежные, картооформительские работы оформительской группой. Компьютерный набор текста записки выполнили О. Р. Хазиева, И. В. Берук, Г. Г. Серкина, О. С. Гольшева. Подготовка компьютерного варианта карт проходила в ГУП «Сахагеоинформ» (исполнители И. В. Борисенко, Е. Н. Тутасова, М. А. Белькова, Н. А. Остапчук, З. Н. Худиковская). Оцифровку топоосновы выполнила Л. С. Нараткина.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые сведения о геологии района имеются у Эрмана, который проехал в 1829 г. по Якутско-Охотскому тракту. Он установил ряд астрономических пунктов, дал геологическую характеристику Алдан–Аллах-Юньскому междуречью, впервые обнаружил моренные валы в бассейне р. Аллах-Юнь, выделил известняковую формацию с согласными телами долеритов в бассейне р. Белой, отметил кварцевые жилы с полиметаллической минерализацией.

В отчете Географической экспедиции в 1842–1844 гг. (сочинения Л. А. Загоскина «Пешеходная опись») указывалось, что в бассейне р. Белой еще в 1833 г. существовали золотодобывающие прииски купца Баснина. В отчете Н. И. Зайцева упоминается, что в 80-е годы девятнадцатого столетия Иркутский золотопромышленник И. М. Сибиряков организовал в бассейне рек Белая, Аллах-Юнь поисковую партию. Следы горных выработок находили во многих ручьях (руч. Селлях, Хатын-Юрях и др.) первые поисковые отряды в 1932–1933 гг.

П. А. Казанский, проходивший в 1912 г. по Якутско-Охотскому тракту недалеко от руч. Горностах (руч. Дим), нашел в известняках фауну, дающую возможность отнести их к нижнему палеозою.

В 1934 г. ЦНИГРИ (Н. И. Зверев, Ю. К. Дзевановский, В. В. Фролов) направил в район р. Белой партию. В результате проведенных работ были выделены отложения кембрия, силура, девона, выявлена золотоносность долины р. Белой и руч. Сетанья, которая связывается с пиритизированными силлами габбро-диабазов в карбонатных отложениях пермо-триаса.

В 1936 г. Е. С. Бобин и Ю. К. Дзевановский закартировали в масштабе 1 : 500 000 Алдан–Аллах-Юньское междуречье. Кембрийские отложения были расчленены на 5 свит, все магматические породы отнесены к семейству диабазов. Сделан вывод о промышленной ценности россыпного месторождения золота руч. Сетанья.

В 1935–1936 гг. Д. И. Лисогурским выделены отложения силура, девона с покровами базальтов, открыты россыпи золота руч. Чалбык, Таёжка и их притоков.

Этими работами были выявлены основные черты геологического строения района и общие закономерности размещения полезных ископаемых, которые нашли отражение в сводных геологических картах масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000 и записках к ним, составленных в 1938–1939 гг. Е. С. Бобиным.

Большое значение для района имело открытие крупного золотороссыпного месторождения руч. Светлый (руч. Беренжа) в 1938 г. вольноприискателем Рухлядьевым.

В течение 1938–1939 гг. были найдены и разведаны все россыпные месторождения бассейна р. Белой (И. М. Алехин, 1938; П. С. Соловьев, [54]; Чичнадзе, 1939). При отработке россыпного месторождения руч. Светлый выявлена и опробована серия кварцевых жил с видимым золотом в бортах и в плотике руч. Светлого [48].

В 1939 г. Е. Э. Разумовская проводила тематические работы по изучению солёности бассейна р. Белой. Повышенная минерализация озера Тустах объясняется не выходами подмерзлых вод, а процессами выщелачивания выходящих на дневную поверхность горных пород. Геофизическими работами, выполнявшимися совместно с тематическими, определена на глубинах 100–200 м нижняя граница многолетнемерзлых пород и доказано отсутствие таликовых зон в районе озера Тустах. На геологической карте Е. Э. Разумовской четко видно, что золоторудная минерализация руч. Светлого приурочена к антиклинальной складке меридионального простирания. По находкам эрратических валунов гранитоидов в седловинах и на террасовидных уступах с абсолютными отметками 800–1 100 м Е. Э. Разумовская считала, что оледенение было повсеместным.

В 1940–1941 гг. В. И. Тычинским установлена золотоносность и проведена разведка руч. Кикнур, Ыт-Юрэх, Лев. Натали [69, 70].

В течение 1942–1953 гг. трестом «Джугджурзолото» проведены разведочные работы в бассейнах рек Белая, Бурхала, руч. Лев. Натали, Хотун (всего 30 водотоков). Обобщения по этим

работам сделаны Д. А. Вигдоровичем в 1956 г. [34].

В 1956 г. на территории проводила геолого-рекогносцировочные работы партия Алданского РайГРУ, руководимая П. Д. Трофименко. Им выделены синийские и кембрийские отложения, подразделенные на свиты. Установлено несогласное залегание пачки кварцитов (уровень тальинской свиты) на нижележащих отложениях [68].

С 1958 г. А. И. Калмыковым и Г. Г. Пименовым в районе проводились маршрутные геологические исследования, связанные с составлением геологической карты СССР масштаба 1 : 1 000 000 (лист Р-53). На изданной в 1962 году карте данного листа отражены основные черты стратиграфии, тектоники и металлогении района.

С 1960-х годов начинается планомерное средне- и крупномасштабное геологическое изучение рассматриваемой территории. В 1960 г. геологическую съемку масштаба 1 : 100 000 юго-восточной части района провела Хотунская партия В. А. Ян-Жин-Шина [75]. При расчленении кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских отложений была успешно применена стратиграфическая схема этих отложений, разработанная для бассейна р. Восточной Хандыги. Каменноугольные отложения разделены на свиты по стратиграфической схеме Б. С. Абрамова [1]. Были выявлены золоторудные проявления по руч. Сетанья, установлены весовые содержания россыпного золота в долине р. Белая.

В 1961 г. на левобережье р. Белой, от руч. Сетанья до руч. Аринда, геолого-поисковые работы масштаба 1 : 50 000 проводили О. Г. Гомбоев и В. А. Иванов [35], которые детализировали стратиграфическую схему палеозойских отложений. На Сетаньинском рудном поле поисковые работы осуществлялись с применением канав, магниторазведки и электроразведки.

В 1961 г. на юго-западе листа геологическую съемку и поиски масштаба 1 : 50 000 проводила Светлинская партия под руководством В. М. Базилевского [31]. Верхнепротерозойские и нижнекембрийские образования расчленены на свиты, проведены поисковые работы на рудное и россыпное золото и доказана их перспективность. Рекомендованы дальнейшие поисковые работы на рудное и россыпное золото в бассейне руч. Светлого, а на россыпное – по руч. Суордах и Горюшкин.

В 1965 г. геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 западной половины листа выполнила Верхне-Мутулинская партия В. А. Ян-Жин-Шина [77]. Развитие здесь верхнепротерозойские и кембрийские отложения расчленены на стратона в соответствии с местной стратиграфической схемой, разработанной в 1960–1961 гг. и увязанной с легендой Майской серии. Выявлено угловое несогласие в основании юдомской свиты. Среди магматических образований выделены три группы даек основного состава.

В 1966 г. в северо-восточной части территории Наталинской партией [78] проведена геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Закартированы отложения от среднего кембрия до среднего карбона, охарактеризованы главные складчатые и разрывные структуры. Впервые выявлены измененные дайки долеритов с содержанием золота от 1,6 до 3,5 г/т.

В 1968 г. в бассейне руч. Дикий, Чалбык (юго-восток листа) проводила геологосъемочные работы Сэгиннинская геологосъемочная партия масштаба 1 : 50 000 под руководством Т. Ф. Шелогурова [72]. В кавернозных доломитах хуратской свиты установлена флюоритовая и цеолитовая минерализация.

Выполненные средне- и крупномасштабные геологосъемочные и поисковые работы были обобщены в 1969 г. В. А. Ян-Жин-Шином при подготовке к изданию Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (лист Р-53-XXIV), объяснительная записка к которой была издана в 1982 г. [25]. В записке проведен всесторонний анализ имеющихся данных, выделены Кыллахская и Сетте-Дабанская фациальные зоны.

1970-е и 1980-е годы отвечают периоду проведения на территории листа крупномасштабных геологосъемочных, поисковых и разнообразных тематических исследований.

В 1973–1975 гг. в бассейнах руч. Светлый, Сетанья выполняли работы поисковые отряды Аллахской ГРП под руководством М. Т. Широглазова и Н. В. Стельмаховой [61, 73, 74]. Ими получены новые данные по геологии района, произведена оценка проявлений золота (Светлый, Сетанья), меди, хрома, барита (Трехгорка), полиметаллов (Краснохолмское). На Светлинском рудном поле выделены пластовые кварцевые жилы с содержанием золота до 10–20 г/т. Также выделены наиболее древние отложения в ядре Горностахской антиклинали, являющиеся рудовмещающими для золотого оруденения. Позднее И. Г. Волкодавом они были обособлены в пионерскую свиту.

В 1975 г. в бассейне р. Белая на площадях Светлинского и Суордахского рудных полей проведены маршрутные исследования Кыллахской металлогенической партией АЮГРЭ, возглавляемой И. Г. Волкодавом. В результате систематизированы данные предшественников, предложена новая схема расчленения рифея, получены новые данные по стратиграфии и полезным

ископаемым района [4, 57].

В 1976–1980 гг. на юго-западе территории проводила групповую геологическую съемку масштаба 1 : 50 000 Горностахская партия под руководством В. Ф. Мехоношина (рис. 1) [47]. Были установлены полиметаллическая минерализация и меденосность средне- и верхнерифейских терригенно-карбонатных отложений, проведена увязка двух типов разреза венда, выявлен довендский возраст некоторых надвигов и взбросов. Вслед за предыдущими исследователями высоко оценены перспективы Светлинского золоторудного проявления. Отмечено наличие силлов долеритов, подверженных предюдомскому смятию и выветриванию.

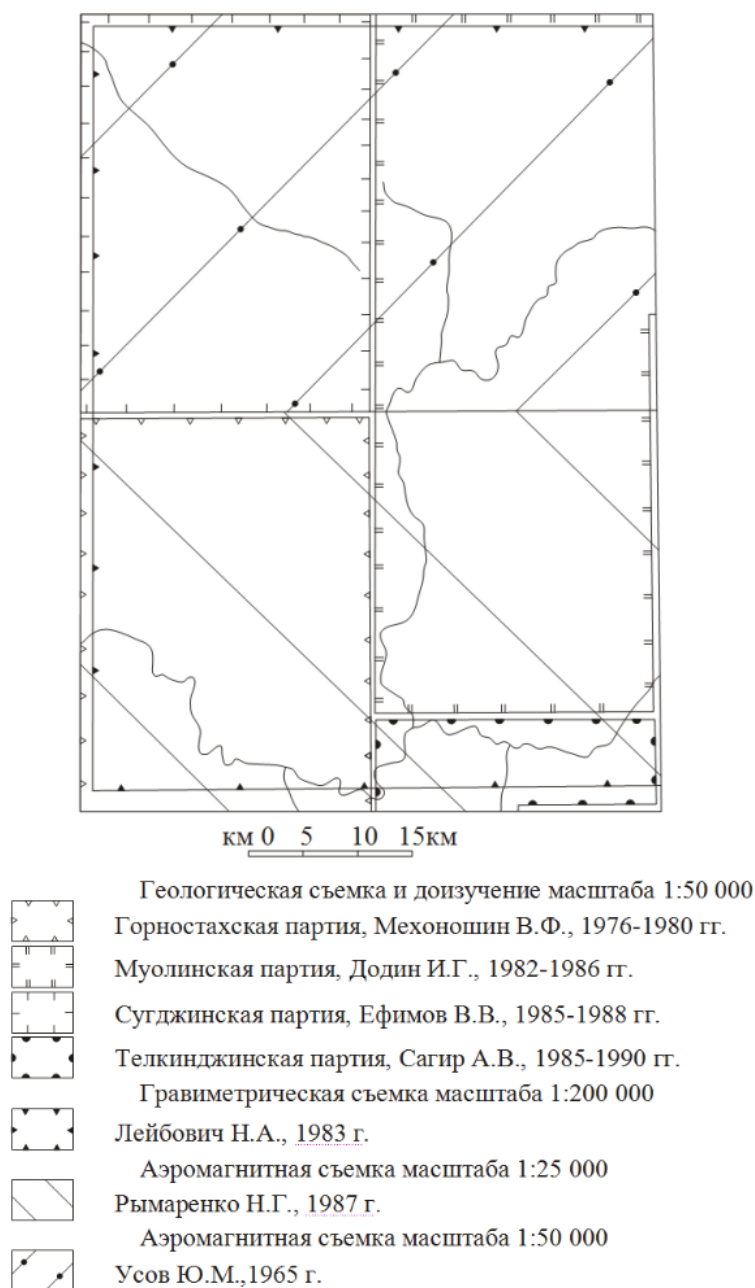


Рис. 1. Картограмма геологической и геофизической изученности.

В 1982–1986 гг. в северо-восточной части листа Р-53-XXIV велись геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 Муолинской партией под руководством И. Г. Додина (рис. 1) [36]. Основные перспективы золотого оруденения данного района связываются с пропилитизированными дайками долеритов, развитых в зоне влияния Бурхалинского глубинного разлома. Верхнесилурийская хуратская свита рассматривается как результат развития палеокарстовых процессов.

С 1980 по 1983 гг. в нижнем течении руч. Бурхалы (руч. Верхний, Ближний, Тропинка, Нартовый), руч. Хотун и по правобережью р. Белой (руч. Накали, Иван-Чай) проведены шурфовочные ревизионные работы на россыпное золото Аллах-Юньской ГРП комбината «Джугджур-

золото». Промышленных россыпей не установлено.

В 1986–1988 гг. геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 на северо-западе листа проводила Сугджинская партия под руководством В. В. Ефимова (рис. 1) [38]. Впервые на севере Кыллахского поднятия вблизи его сочленения со структурами Сетте-Дабана закартированы многочисленные пологие надвижки типа шарьяжей. Предложена новая корреляция стратиграфических подразделений восточного и западного типов разреза вендских отложений. Подтверждено наличие в нижнем–среднем кембрии фосфоритонесных горизонтов и связанных с ними повышенных содержаний ванадия и марганца.

В 1985–1990 гг. на юго-востоке листа (руч. Сетанья, Кикнур, Чалбык, Дикий) выполнено под руководством А. В. Сагира (рис. 1) [51] геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000. По результатам работ изучено и оценено по категории P₂ Сетаньинское золоторудное проявление. Основные его перспективы связываются с измененными телами долеритов (эйситами).

В 1995–1998 гг. в рамках работ по подготовке к изданию листа Госгеолкарты-200 (второе издание) были выполнены редакционно-увязочные и специализированные (стратиграфические, петрологические, поисковые) исследования в бассейне р. Белой, от руч. Сетанья до руч. Светлый. Уточнено строение лабыстахской свиты среднего ордовика, верхняя, существенно терригенная, часть которой выделена в сетаньинскую толщу, трансгрессивно залегающую на подстилающих образованиях. При специализированных тектоно-седиментационных исследованиях выявлена большая роль в строении кембрийских, ниже-среднеордовикских и нижнекаменноугольных отложений карбонатных турбидитов и контуритов. Выделен новый суордахский долеритовый комплекс, определены его петрохимическая, геохимическая специализация и радиогеохронологический возраст (U-Pb методом по бадделеиту). Установлено наличие хромшпинелидов, в том числе алмазного парагенеза, в базальных горизонтах среднего рифея (талынская свита), венда (начарская, сытыгинская свиты), а также широкое развитие хромистой слюды (фуксита) в сетаньинской толще (средний ордовик). Выявлена, в целом, слабая отработка практически всех россыпей золота в бассейне р. Белой (на 30–80 % имевшихся балансовых запасов), за исключением месторождения руч. Светлый.

Геофизические исследования на территории начаты в 1955 г. (В. И. Блюменцвейг), когда она была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 1 000 000.

В 1963–1964 гг. в районе проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 [71]. В результате этих работ установлено, что большая его часть характеризуется слабо дифференцированным положительным магнитным полем, постепенно уменьшающимся на восток и в районе р. Бурхалы сменяющимся отрицательным магнитным полем. Граница раздела примерно совпадает с зоной Бурхалинского регионального разлома. Выявлен ряд локальных магнитных аномалий, вызванных интрузиями долеритов и покровами базальтов. Работы сопровождались аэрогамма-спектрометрической съемкой, выявившими на площади листа две радиоактивные аномалии, которые при наземной заверке не подтвердились.

В 1967–1968 гг. А. И. Носаков провел на территории Южного Верхоянья гравиметрическую съемку масштаба 1 : 1 000 000, и по ее результатам была составлена тектоническая схема, отражающая складчато-блоковое строение территории.

В 1981–1982 гг. Геофизическая экспедиция № 6 Якутского геологического управления в пределах территории провела гравиметрическую съемку масштаба 1 : 200 000. По результатам съемки Н. И. Лейбович (рис. 1) [45] была составлена гравиметрическая карта масштаба 1 : 200 000, представлена уточненная схема тектонического строения района, выделен ряд крупных разломов (Акринский, Восточно-Сетте-Дабанский и др.), уточнено положение Бурхалинского разлома. На основе геофизических данных с привлечением материалов геологических съемок, рекомендованы участки, благоприятные для поисков полезных ископаемых.

В 1984–1986 гг. на южной части территории была проведена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 25 000 [50], заметно уточнившая предыдущие материалы. Большая часть района характеризуется постепенно понижающимся на восток слабо дифференцированным положительным полем, градиенты которого возрастают в бассейне руч. Бурхала. На востоке установлена линейная положительная аномалия, отвечающая девонским покровам базальтов.

В 1986 г. В. А. Дубовым и др. [37] проведено обобщение всех имеющихся геофизических материалов. Составлена сводная карта аномального магнитного поля Южного Верхоянья, хорошо сопоставляемая с картой магматизма. На основе трансформаций Саксова–Нигарда и карты горизонтальных градиентов гравитационного поля впервые разработана схема глубинного строения территории. Установлена зависимость складчатости от строения фундамента. Над поднятиями фундамента в осадочном чехле развиты простые складки, а в районе впадин – сложная складчатость. Отрицательные гравиметрические аномалии в пределах Кыллахского поднятия объясняются авторами увеличением мощности нижнерифейских терригенных обра-

зований, в верхнепротерозойском грабене.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфический диапазон отложений на площади листа огромен – от низов рифея до верхнего карбона включительно, суммарная мощность – более 25 км. Подавляющая часть стратифицированных образований сложена карбонатно-терригенными и карбонатными породами, и лишь верхняя часть разреза (от второй половины нижнего карбона и выше) представлена существенно терригенными образованиями (верхоянский комплекс). Наибольшей изменчивостью на площади листа характеризуются отложения венда–кембрия, для которых выделяются Томпо-Юдомский и Кыллахский стратиграфические районы.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

РИФЕЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Рифейские отложения распространены в пределах Горностахской гряды в юго-западной и западной части листа, слагая примерно четвертую часть его площади. Уникальный по полноте разрез рифея является опорным для всего юго-восточного обрамления Сибирской платформы. Установлены все три подразделения рифея, разделенные на 4 серии, имеющие, как правило, трансгрессивное строение и отделенные друг от друга региональными перерывами, иногда угловыми несогласиями.

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Отложения нижнего рифея образуют Горностахский стратиграфический район, ограничено развитый на юго-западе территории в левобережье р. Белой, между руч. Светлый и руч. Дим. Комплекс отложений нижнего рифея объединен в **хандинскую серию**, в составе которой выделены пионерская, трехгорная, димская и белореченская свиты* [4].

Пионерская свита (RF₁pn) наиболее полно обнажена по руч. Пионер (приток руч. Светлый), где в ее составе описаны 4 пачки:

1. Песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые светло-серые и серые мелко- и среднезернистые с тонкими прослоями слюдистых алевролитов160 м
2. Частое чередование пластов (0,2–1,5 м) серых мелкозернистых песчаников и темно-серых алевролитов с преобладанием песчаников вверху пачки. Отмечены два пласта (по 2,5 м) песчаных онколитовых и строматолитовых доломитов.....45 м
3. Алевролиты и аргиллиты темно-серые, до черных, часто известковистые горизонтально- и волнистостлоистые с редкими пластами (0,2–2,5 м) серых тонкозернистых известняков и седиментационных известняковых брекчий в нижней части пачки.....350 м
4. Переслаивание черных тонкоплитчатых аргиллитов и пелитоморфных доломитовых известняков....45 м

Общая видимая мощность пионерской свиты оценивается в 600 м. В составе свиты определены строматолиты *Kussiella kussiensis* (Masl.) Kryl., характерные для нижнего рифея [23].

Наиболее распространенные в составе свиты алевролиты сложены агрегатом хлорита, серицита и слабо раскристаллизованного кремнезема, в котором заключены обломки песчаной размерности кварца и полевого шпата (до 25 %).

Песчаники состоят из обломков кварца (30–70 %), полевого шпата (20–40 %) с пленочным глинистым, реже базальным карбонатным или регенерационным кварцевым цементом. Содержат мелкочешуйчатый серицит, иногда фуксит, турмалин, барит.

Песчаные оолитовые доломиты на 50–60 % сложены доломитовыми оолитами с обломками

* Здесь и далее перечисление свит и их описание приводится снизу вверх.

кристаллов (30–40 %) кварца, полевых шпатов, микрокварцитов.

Породы свиты характеризуются повышенными содержаниями меди, цинка, свинца, в 2–5 раз превышающими фоновые, а черные аргиллиты – также мышьяка и золота, превышающими фон в 5–10 раз и более.

Трехгорная свита (RF_{1tg}) выделена в 1958 г. Г. Г. Пименовым на территории листа в бассейне одноименного ручья (приток р. Белой). По составу свита преимущественно доломитовая со значительной ролью терригенных пород в нижней части. Свита согласно залегает на пионерской свите и может быть разделена на три части.

Нижняя часть (150 м) представлена чередованием темно-серых глинистых алевролитов и доломитов с характерной ярко-бурой поверхностью выветривания. Средняя часть свиты (250–300 м) образована чередованием пачек и прослоев песчаных доломитов, алевролитов, аргиллитов и песчаников. Характерны постепенные переходы от песчаников к доломитам и наличие пластов седиментационных щебенчатых брекчий доломитов. Верхняя часть трехгорной свиты (150–200 м) имеет доломитовый состав. Доломиты светло-серые и розовые, с прослоями песчаных, онколитовых и строматолитовых доломитов. Общая мощность трехгорной свиты оценивается в 600–650 м.

Раннерифейский возраст слоев подтверждается находками в верхней части свиты строматолитов *Stratifera* sp., *Nucleella figurata* Kom. [23].

Содержания микроэлементов в породах трехгорной свиты находятся на уровне регионального фона.

Димская свита (RF_{1dm}) впервые выделена на территории листа по р. Белой в 1957 г. Г. Г. Пименовым, позднее ее состав был уточнен И. Г. Волкодавом и др. [4]. Свита согласно залегает на доломитах трехгорной свиты и характеризуется в целом неравномерно ритмичным сложением с чередованием прослоев и пластов доломитов, песчаников, алевролитов и алевропесчано-доломитовых ритмитов. Окраска пород серая, темно-серая. В верхней части преобладают пласты строматолитовых и онколитовых доломитов. Общая мощность свиты оценивается в 800 м.

Находки строматолитов *Kussiella kussiensis* (Masl.) Kryl., *Gongylina diferenciata* Kom., *Nucleella figurata* Kom. указывают на раннерифейский возраст отложений [23].

Белореченская свита (RF_{1br}) выделена И. Г. Волкодавом и др. [4] из состава димской свиты главным образом из-за характерной пестроцветной окраски, неизвестной в других нижнерифейских отложениях. Нижняя часть свиты плохо обнажена, непосредственный ее контакт с димской свитой не наблюдался.

В нижней пачке (300 м) преобладают внизу существенно глинистые тонкослоистые сероцветные породы, выше они переслаиваются с пластами доломитов и песчаников, иногда красноцветных. Средняя пачка (200–250 м) образована переслаиванием красноцветных, зеленоцветных и сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с пластами глинистых доломитов. В нижней части имеются пласты бордовых гравелитов. Верхняя пачка (350–400 м) по строению сходна с первой: это толща переслаивания преимущественно сероцветных доломитов, песчаных доломитов, известковых песчаников и алевролитов при резком преобладании доломитов. Последние часто содержат линзы и прослои кремней. В песчаниках основания пачки имеется бедная вкрапленность сульфидов меди. Общая мощность белореченской свиты оценивается в 900 м.

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Отложения среднего рифея объединены в аимчанскую серию и керпильскую подсерию майской серии, относящиеся к Юдомо-Белореченскому стратиграфическому району.

Аимчанская серия состоит из талынской и светлинской свит, выделенных в 1962 г. В. М. Базилевским, В. С. Потаной и В. А. Ян-Жин-Шином.

Талынская свита (RF_{2tl}) с угловым и азимутальным несогласием залегает на разных горизонтах белореченской, димской и трехгорной свит, при этом амплитуда размыва нарастает с северо-запада на юго-восток, достигая 3 000. Она представляет собой достаточно однообразную толщу преимущественно кварцевых, реже аркозовых песчаников светло-серых и серых, расслоенных в средней части пачкой (15–20 м) вишнево-красных, реже зеленых аргиллитов и алевролитов. В основании свиты местами содержатся линзы (0,2–0,3 м) мелкогалечных конгломератов, иногда крупные обломки доломитов. Мощность талынской свиты составляет 200–250 м.

По руч. Светлому и Трехгорка в песчаниках основания свиты присутствуют мелкие окатанные зерна хромита, хромшпинелидов в оторочке фуксита. В средней части свиты, под пачкой

красноцветных аргиллитов, залегает пласт (1–3 м) магнетит-гематитовых руд.

Песчаники в основании свиты имеют преимущественно аркозовый состав (окатанные обломки кварца, калишпата и альбита), выше по разрезу преобладают кварцевые песчаники. По данным спектрального анализа песчаники свиты характеризуются аномальными концентрациями свинца, иногда превышающими фон в 10–20 раз, меди и хрома (до 0,02 %).

Светлинская свита (RF_{2sv}) представляет собой терригенно-карбонатную толщу с чередованием преимущественно карбонатных и существенно терригенных пачек при преобладании доломитов. Окраска пород серая, зеленовато-серая, темно-серая, до черной. Терригенные пласты представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, карбонатные – исключительно доломитами, нередко строматолитовыми. Верхняя половина свиты (до 300 м) сложена почти исключительно доломитами. Мощность свиты 350–500 м.

В доломитах содержатся многочисленные остатки строматолитов *Svetliella svetlica* Schap., *S. venusta* gen. et sp. nov., *Baicalia inventa* f. n., *Litia difformis* gr. et f. n., *Omachtenia socialis* sp. nov., характерных для низов среднего рифея [23].

Для доломитов свиты характерны повышенные содержания меди (в 15–20 раз выше регионального фона), для терригенных пород – цинка, хрома, никеля и марганца.

Майская серия (керпыльская подсерия). В составе керпыльской подсерии майской серии, завершающей разрез среднего рифея, различают бикскую, мускельскую, малгинскую и фирскую свиты, выделенные в 1962 г. В. М. Базилевским, В. С. Потаной и В. А. Ян-Жин-Шином.

Бикская свита (RF_{2bk}) с перерывом залегает на разных горизонтах светлинской свиты. Нижняя граница неровная с «карманами», отмечается базальная пачка доломитовых конгломератов и гравелитов мощностью до 5 м. Вышележащая часть свиты образована пестроцветными алевролитами, аргиллитами и песчаниками, слагающими пачки регрессивного строения. Выделяются маркирующие пласты (до 10 м) массивных песчаников светло-серой, зеленовато-серой или бордовой окраски. Мощность свиты составляет 450–500 м, уменьшаясь в северном направлении.

Песчаники и алевролиты имеют полевошпат-кварцевый состав с содержанием полевых шпатов 10–20 %. Редко присутствуют обломки микрокварцитов, алевролитов, аргиллитов.

По данным спектрального анализа терригенные породы свиты обогащены медью (до 0,01–1 %), в меньшей степени – цинком и свинцом. Это подтверждается наличием визуально фиксируемых меденосных и реже цинк-свинцовоносных горизонтов, количество которых нарастает в юго-восточном направлении.

Мускельская свита (RF_{2mk}) согласно залегает на бикской. Она отличается постоянством состава на всей площади распространения и сложена внизу (100–130 м) почти исключительно красноцветными мергелями с подчиненными прослоями сероцветных глинистых известняков, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, иногда несущих бедную медную минерализацию. Верхняя часть свиты (170–200 м) представлена однообразной толщей переслаивания темно-серых и черных известково-глинистых алевролитов и аргиллитов с подчиненными прослоями известковых песчаников и строматолитовых известняков, иногда с бедной вкрапленной галенит-сфалеритовой минерализацией. Общая мощность свиты составляет 270–330 м.

Геохимические данные подтверждают обогащенность нижней части свиты медью, верхней – свинцом и цинком.

Малгинская свита (RF_{2ml}) согласно залегает на мускельской и сложена преимущественно темно-серыми плитчатыми известняками с редкими прослоями черных аргиллитов. В основании свиты повсеместно залегает пачка (20–30 м) красных и зеленых мергелей. Мощность свиты 275–350 м.

Отложения свиты отличаются низким геохимическим фоном большинства элементов-примесей, лишь в основании свиты в маломощных прослоях известковых алевролитов зафиксированы повышенные содержания меди (до 0,05–0,1 %).

Фирская свита (RF_{2fr}) согласно сменяет малгинскую, имеет однообразный выдержанный состав и представлена светло-серыми массивными доломитами с редкими прослоями конседиментационных доломитовых брекчий. Мощность свиты колеблется в пределах 250–400 м.

В разрезе по р. Белой из доломитов свиты определены многочисленные строматолиты *Jacutophyton multiforme* Schap., *Baicalia* cf. *minuta* Kom., *B.* cf. *lacera* Semikh., *Minjaria sakharica* Kom., указывающие на среднерифейский возраст пород [23].

Породы свиты сложены почти исключительно доломитом (95–97 %) неравномернозернистым (0,04–0,4 мм) с примесью глинистого вещества, пирита и гидроокислов железа. Геохимически доломиты свиты характеризуются фоновыми и более низкими содержаниями практически всех элементов-примесей.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

К верхнему рифею на площади листа относятся образования верхней половины майской серии (лахандинская подсерия), а также уйской серии. Первая и низы второй наращивают Юдомо-Белореченский район, а верхи уйской серии образуют Улахан-Бамский район.

Майская серия (лахандинская подсерия). Лахандинскую подсерию составляют вильская, эльдиканская, саларская и гренская свиты, выделенные в 1962 г. в бассейне р. Белой В. А. Ян-Жин-Шином.

Вильская свита (RF_{3vl}) согласно с резкой границей залегает на доломитах фирской свиты. Нижняя ее часть (50–80 м) представлена пачкой переслаивания аргиллитов и алевролитов серой, зеленовато-серой, темно-серой, реже темно-красной окраски с серыми строматолитовыми доломитами. Верхнюю часть свиты образуют массивные строматолитовые доломиты с редкими пропластками аргиллитов. Мощность свиты колеблется в пределах 150–250 м, возрастающая в южном направлении.

Южнее площади листа из отложений свиты отобраны строматолиты *Jacutophyton ramosus* Shap., *Conophyton metula* Kir., характерные для верхнего рифея.

Эльдиканская свита (RF_{3el}) согласно сменяет вильскую и так же имеет двучленное строение. Нижняя ее часть (120–150 м) сложена темно-серыми, до черных алевролитами и аргиллитами с прослоями доломитовых известняков, линзами сидерита и лимонитовых пород. В линзах сидерита иногда отмечается вкрапленность сфалерита. Верхнюю часть свиты (130–200 м) образуют серые, темно-серые и черные известняки, в кровле – строматолитовые, иногда доломитизированные. Мощность свиты составляет 250–350 м.

Непосредственно к югу от площади листа из известняков свиты отобраны строматолиты *Baicaliella prima* Semikh., *Conophyton metula* Kir., *C. cylindricum* Masl., характеризующие позднерифейский возраст вмещающих пород.

Саларская свита (RF_{3sl}) согласно залегает на эльдиканской и имеет четырехчленное строение. Нижнюю пачку (70–120 м) слагают темно-серые и зеленовато-серые аргиллиты с подчиненными прослоями алевролитов и пластом (10–30 м) темно-серых строматолитовых известняков в средней части. Внизу отмечены линзы и стяжения сидерита и лимонита. Вторая пачка (130–200 м) образована темно-серыми известняками, иногда строматолитовыми, на отдельных участках – доломитизированными с обильной вкрапленностью пирита. Третья пачка (60–75 м) представлена тонким переслаиванием темно-серых алевролитов и зеленовато-серых аргиллитов с пластом серых известняков (13–20 м) в средней части. Четвертую пачку (125–200 м) слагают серые массивные и строматолитовые известняки, иногда доломитизированные. Общая мощность свиты колеблется от 380 до 600 м, достигая максимальных значений в верховьях руч. Южный.

В разрезе по р. Белой из известняков свиты отобраны строматолиты *Baicalia ingilensis* Nuzhn., *B. baicalica* (Masl.) Kryl., *Jacutophyton multiforme* Shap., *Conophyton lituum* Masl. [23].

Гренская свита (RF_{3gr}), завершающая лахандинскую подсерию, согласно залегает на саларской свите и имеет существенно карбонатный состав. Нижнюю ее часть (100 м) слагают массивные красные строматолитовые известняки и доломиты с прослоями темно-серых известняков, реже – онколитовых известняков и бордовых аргиллитов. Верхнюю часть свиты (100–135 м) составляют темно-серые и черные доломиты, известковые доломиты, сверху с включениями кремней. На северо-восточном крыле Горностахской антиклинали кальцитизированные темно-серые доломиты содержат послойную неравномерно-вкрапленную и прожилково-вкрапленную галенит-сфалеритовую минерализацию. Мощность свиты до 235 м.

По р. Белой, выше устья руч. Мускель из гренской свиты отобраны строматолиты *Inzeria tjomusi* Kryl., *Confragosia confragosa* Semikh., *Iurusania cylindrica* Kryl. [23].

Алевролиты лахандинской подсерии на 60 % состоят из обломков (0,04–0,08 мм), в которых резко преобладает кварц (95–97 %), а также присутствуют ожелезненный карбонат, альбит, единичные зерна турмалина, апатита, рутила. Цемент (40 %) порово-базальный гидрослюдисто- и серицито-хлоритовый.

Песчаники от мелко- до среднезернистых (0,2–0,4 мм) почти исключительно кварцевые по составу с пленочно-регенерационным цементом.

Доломиты имеют однородную или комковатую текстуру, неравномернотекстурированные (0,1–0,2 мм), состоят почти исключительно из доломита (97 %) с примесью аутигенного кварца, кальцита, гидромусковита и единичных зерен пирита.

Известняки микро- и тонкозернистые (0,006–0,01 мм), нацело состоят из кальцита (98–100 %) с незначительной примесью глинистого вещества и гидроокислов железа. В доломитовых известняках отчетливо выражено замещение кальцита доломитом.

Терригенные породы лахандинской подсерии характеризуются повышенным в 2–5 раз, в сравнении с региональным фоном, содержанием титана, меди, свинца, цинка, причем максимальные концентрации двух последних элементов связаны с линзами лимонитов и сидеритов. В карбонатных породах содержание большинства элементов-примесей находится на уровне фона или ниже, за исключением рудоносных горизонтов с повышенными содержаниями свинца и цинка.

Уйская серия имеет ограниченное распространение в восточной части Горностахской гряды и в верховьях р. Сугджу. Серия образована исключительно терригенными породами и разделяется в пределах листа на улаханбамскую и малосахаринскую свиты, стратотипы которых размещены к югу от площади листа. Первая из них выделена В. И. Сухоруковым, малосахаринская – И. Г. Волкодавом и др. [6].

Улаханбамская свита характеризуется рециклическим строением. Регрессивные ритмы мощностью от 10 м до нескольких сотен метров сложены внизу пачками алевролит-аргиллитового состава, сверху – преимущественно песчаниками. Свита разделяется на две подсвиты, отвечающие двум крупным завершенным регрессивным циклам осадконакопления.

Нижняя подсвита (RF_{3ub_1}) согласно с резкой границей залегает на карбонатах гренской свиты. В ее составе преобладают песчаники, роль которых нарастает к кровле подсвиты. Песчаники преимущественно кварцевые. Нижнюю часть подсвиты (140 м) слагают тонкочередующиеся (0,01–0,05 м) темно-серые и зеленовато-серые алевролиты, аргиллиты и мелкозернистые песчаники. В средней части (250–260 м) переслаивающиеся песчаники и алевролиты присутствуют примерно в равных количествах. Верхняя часть подсвиты (200 м) образована преимущественно кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с редкими пластами песчаных доломитов и прослоями черных аргиллитов и алевролитов. Максимальная мощность подсвиты 420 м, на большей части она размыта предвендским несогласием.

Верхняя подсвита (RF_{3ub_2}) сложена внизу (100–120 м) переслаиванием зеленовато-серых и темно-серых аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников, а сверху (до 50 м) – кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с пачкой вишнево-красных и зеленых алевролитов в основании. Мощность верхней подсвиты достигает 170 м, а общая мощность улаханбамской свиты имеет максимальное значение 590 м на участках, сохранившихся от предвендского размыва.

Обломочные породы в составе свиты имеют преимущественно олигомиктовый, кварцевый состав. Обломки полевых шпатов составляют 15–20 %, реже в составе обломков присутствуют алевролиты, аргиллиты, доломиты. Геохимически породы свиты характеризуются близким к фоновым содержаниями большинства элементов-примесей, лишь в аргиллитах зафиксированы повышенные содержания цинка (до 0,02 %).

Малосахаринская свита (RF_{3ms}) со стратиграфическим несогласием перекрывает разные горизонты верхнеулаханбамской подсвиты и представлена флишоидным переслаиванием граувакковых, полимиктовых, реже – кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и аргиллитов темно-зеленых, оливково-зеленых, зеленовато-серых. Сортировка обломочного материала песчаников плохая; в его составе, наряду с угловатыми и полуокатанными зёрнами кварца и полевых шпатов, присутствуют (до 60 %) обломки пород: алевролиты, аргиллиты, метаморфиты, сильно измененные долериты. Среди отложений свиты проявлены медиальные турбидиты, слагающие ритмы мощностью до 1 м. Мощность свиты до 400 м.

Для пород свиты характерны повышенные содержания меди (0,07 %), титана (0,6 %), никеля (0,006 %), хрома (0,007 %), ванадия (0,02 %).

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Отложения венда распространены в северо-западной части листа (бассейн р. Сугджу), а также протягиваются меридиональной полосой от южной до северной рамки в восточной части Горностахской гряды. Вендские отложения включают образования двух крупных седиментационных трансгрессивных ритмов, разделенных региональным стратиграфическим несогласием. С некоторой долей условности нижний ритм отнесен к нижнему венду, верхний – к верхнему венду. Вендские отложения представлены терригенно-карбонатными, карбонатными и терригенными породами. Различаются два стратиграфических района – Томпо-Юдомский (восточный) и Кыллахский (западный).

Вендские отложения Томпо-Юдомского стратиграфического района распространены в виде узкой субмеридиональной полосы по восточному склону Горностахской гряды от низовьев р. Суордах у южной рамки листа до среднего течения руч. Сытыган у северной его рамки. Этот район образован начарской, яланской, малской и токурской свитами (нижний венд) и несоглас-

но перекрывающей их сытыгинской свитой (верхний венд). Первые 4 свиты выделены в 1962 г. на площади листа В. А. Ян-Жин-Шином, а сытыгинская свита – в 1959 г. Т. С. Кирусенко к северо-западу от рассматриваемой территории (лист Р-53-ХVII). Из-за небольшой мощности малская и токурская свиты на карте объединены.

Кыллахский стратиграфический район вендских отложений объединяет юкандинскую и сарданинскую свиты, впервые выделенные А. В. Мезенцевым и др. [10] в бассейне рр. Аллах-Юнь и Юдома (лист Р-53-ХХХV) и составляющие юдомскую серию.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Начарская свита (V_1nc) в виде узкой полосы протягивается от южной рамки листа до верховьев руч. Дим, несогласно залегающая на разных горизонтах верхнего рифея – от саларской до малосахаринской свиты. Свита имеет грубообломочный терригенный состав и образована плохо сортированными пестроцветными кварц-полевошпатовыми песчаниками с разногальчаными конгломератами в основании, прослоями алевролитов, редко – песчаных доломитов. Максимальная мощность свиты достигает 350 м (р. Белая), быстро уменьшаясь к северу до полного выклинивания под предьяланским размывом.

В составе обломочной фракции песчаников, кроме кварца, значительная роль принадлежит микроклину, ортоклазу, кислому плагиоклазу, отмечены зерна хромшпинелидов.

Яланская свита (V_1jal) со стратиграфическим перерывом залегающая на начарской свите и с угловым несогласием на разных горизонтах уйской серии верхнего рифея. Свита имеет преимущественно карбонатный состав и представлена серыми и темно-серыми известняками с подчиненными пластами (3–5 м) белых доломитов, единичными прослоями темных аргиллитов и линзами черных кремней. В основании свиты залегающая горизонт (10–15 м) светлых разнозернистых кварцевых песчаников с линзами гравелитов. Мощность свиты 160–230 м.

Возраст ее устанавливается по находкам микрофитолитов *Vesicularites* ex gr. *reticulatus* Nar., *Nubecularites* sp. и др., нематофорид *Eomycetopsis* sp., водорослей *Shanganella sevalachica* Kolosov, характерных, по заключению П. Н. Колосова, для венда Сибири.

Малская и токурская свиты объединенные (V_1ml+tk) завершают разрез нижнего венда в Томпо-Юдомском районе.

Малская свита согласно залегающая на яланской и сложена бордово-красными аргиллитами с прослоями (0,2–0,3 м) светло-серых и зеленовато-серых пелитоморфных доломитов, содержащих неравномерную тонкую вкрапленность сульфидов меди. Мощность свиты колеблется от 50 до 100 м.

Токурская свита согласно залегающая на малской и сложена в основном светло-серыми массивными доломитами с пластом серых битуминозных известняков в основании и пачкой белых песчаных косослоистых доломитов – в кровле. Мощность свиты 140–270 м, а суммарная мощность объединенных малской и токурской свит – 250–350 м.

Из токурской свиты определены вендские микрофитолиты, а также характерные для венда строматолиты.

Содержания большинства элементов-примесей в отложениях нижнего венда Томпо-Юдомского района находятся на уровне фоновых или ниже фона. И лишь в доломитах малской свиты устанавливаются повышенные содержания меди (до 0,2 %), цинка (до 0,5 %) и свинца (до 0,1 %).

Юкандинская свита (V_1juk) распространена в северо-западной части листа в бассейне руч. Сытыган и р. Сугджу, где с угловым несогласием залегающая на разных горизонтах улаханбамской свиты. Свита имеет карбонатный состав и отчетливое двучленное строение. Нижняя ее часть (80–110 м) образована темно-серыми и серыми слабо битуминозными глинистыми известняками с многочисленными линзами черных кремней и пластом серых кремнистых доломитов в основании. В подошве свиты имеется маломощный (0,1–0,2 м) пласт разнозернистых кварцевых песчаников и гравелитов, а в средней части – пласт (10–15 м) тонкослоистых пестроокрашенных аргиллитов. Верхняя часть свиты (100–120 м) представлена светло-серыми и серыми массивными доломитами с линзами черных кремней, реже – слабо битуминозными серыми известняками. Мощность свиты оценивается в 200–230 м. По стратиграфическому объему юкандинская свита отвечает начарской, яланской, малской и токурской свитам Томпо-Юдомского стратиграфического района.

Из отложений свиты на площади листа собраны микрофитолиты *Vesicularites* ex gr. *bothrydioformis* (Krasn.), *V.* ex gr. *simplicaris* Yaksh., *V.* ex gr. *reticulatus* Nar., *Vermiculites* ex gr. *irregularis* (Reitl.), *Radiosus punctatus* Nar., *Volvatella vadosa* Zhur., *Glebosites* ex gr. *glebosites* Reitl., *Nubecularites* sp., микрофоссилии *Uraphyton lenaicum* Kolosov, характерные для венда Сибири.

Гравийные песчаники основания свиты сложены кварцем (80 %), плагиоклазом (10–15 %), калишпатом (1–2 %) и обломками пород (5–10 %). Из аксессуаров установлены апатит, рутил, гематит, лейкоксен.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Сытыгинская свита (V_2st) с перерывом залегает на доломитах токурской свиты, имеет терригенно-карбонатный состав и двучленное строение. Каждая из частей начинается пачкой кварцевых, полевошпат-кварцевых песчаников (5–15 м), иногда с линзами гравелитов. В средних частях обоих подразделений залегает пачка (60–250 м) переслаивания темно-серых и черных, зеленовато-серых, иногда вишнево-красных аргиллитов, кремнистых аргиллитов, алевролитов с подчиненными пластами песчаников и темно-серых доломитов. Верхние пачки (45–70 м) образованы доломитами темно-серыми, розовато-серыми и светло-серыми; в верхней подсвите среди доломитов имеется пласт темно-серых битуминозных известняков. Мощность сытыгинской свиты на площади листа колеблется от 200 до 750 м.

В породах свиты определен комплекс микрофитоцитов *Vesicularites ex gr. reticulatus* Nar., *V. ex gr. simplaris* Yaksh., *Osagia corticosa* Nar., *Volvatella ex gr. zonalis* Nar., характерных для венда Сибири.

Песчаники и гравелиты сытыгинской свиты имеют преимущественно кварцевый или полевошпат-кварцевый состав. Из полевых шпатов установлены микроклин, андезин, ортоклаз. Присутствуют обломки кварцитов и кремнисто-гематитовой породы, аксессуарные циркон, сфен, рутил, турмалин. Для кремнистых пород (силицитов) характерно значительное количество лейкоксена.

В песчаниках определены повышенные (в 2–5 раз в сравнении с фоном) содержания титана, молибдена, галлия, фосфора. В основании свиты отмечены повышенные концентрации меди и цинка, а в нижнем течении р. Суордах, кроме того, в тяжелой фракции протолочек установлены высокохромистые хромшпинелиды (до 65 % Cr_2O_3) алмазного парагенезиса, хромит, серпентин, высокомагнезиальный оливин, алмадин. В карбонатных породах верхней части свиты отмечены повышенные содержания меди, свинца, цинка.

Сарданинская свита (V_2st) распространена там же, где и юкандинская и залегает на последней со стратиграфическим несогласием. В основании свиты располагаются светлые разнотекстурированные кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники (80–120 м), выше следуют зеленые и вишневые силициты (5–10 м), темно-серые алевролиты (55–70 м), светло-серые глинистые доломиты и известняки (20–40 м). Общая мощность свиты составляет 180–250 м.

В таком объеме сарданинская свита описываемого листа соответствует только нижнесарданинской подсвите бассейна рр. Юдома и Аллах-Юнь (лист Р-53-XXXV) и хорошо сопоставляется с сытыгинской свитой Томпо-Юдомского стратиграфического района.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрия широко распространены на площади листа, слагая меридиональную полосу шириной 8–16 км от левобережья р. Белой на юге до северной рамки листа, а также образуют широкие выходы в северо-западном углу территории (бассейн р. Сугджу). Как и для отложений венда, для кембрийских отложений выделяются Томпо-Юдомский и Кыллахский стратиграфические районы.

Томпо-Юдомский стратиграфический район объединяет суордахскую толщу, акринскую, качелкуанскую, еловскую, тисовскую и биляхскую свиты. Последние 4 свиты были выделены В. И. Сухоруковым и др. [19] и входят в состав **улахской серии** (ϵ_{2-3ul}). Выделение суордахской толщи из состава сытыгинской свиты Т. С. Кирусенко предложено в 1995 г. А. П. Кропачевым и А. К. Иогансоном на основании собственных наблюдений и данных В. В. Ефимова в бассейне р. Сугджу [38] о несогласии в основании толщи и своеобразии ее состава. На карте суордахская толща и акринская свита к западу от Североакринского разлома объединены из-за небольших мощностей первой. К востоку от разлома (руч. Горюшкин) акринская свита залегает в основании видимой части разреза кембрия и выделена как самостоятельное стратиграфическое подразделение.

Кембрийские отложения Кыллахского стратиграфического района распространены в се-

ро-западной части листа и представлены пестроцветной, иниканской, чайской, усть-майской и кербинской свитами.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Суордахская толща и акринская свита ($\text{Є}_{1-2}\text{sd}+\text{ak}$) объединены на геологической карте вследствие их небольших мощностей.

Наиболее полный разрез *суордахской толщи* описан по руч. Суордах у южной рамки листа. Здесь в ее основании с волнистым «карманообразным» размывом на доломитах сытыгинской свиты залегают разнотельные кварцевые песчаники с серицит-кварцевым или сливным кварцевым цементом (12–15 м). Выше по разрезу прослеживаются серые, зеленовато-серые, темно-серые аргиллиты и алевролиты, иногда слабо известковистые и кремнистые. Им резко подчинены линзы алевролитовых известняков. Мощность толщи составляет 80–120 м. К кембрию она отнесена достаточно условно на основании положения в разрезе, трансгрессивного налегания на верхневендские слои и общего сходства состава и строения с фаунистически охарактеризованной пестроцветной свитой нижнего кембрия Кыллахского района.

Акринская свита была выделена в 1959 г. Т. С. Кирусенко по р. Акре (приток р. Аллах-Юнь, лист Р-53-XXIII). На большей части площади листа, к западу от Левоакринского разлома, отложения акринской свиты постепенно сменяют породы суордахской толщи и имеют трехчленное строение. Нижняя часть (50–150 м) сложена аргиллитами и алевролитами черными углеродистыми горизонтальнослоистыми с горизонтами желваковых фосфоритов. Среднюю часть свиты (80–150 м) образуют преимущественно черные углеродисто-кремнистые аргиллиты и алевролиты. В верхней части свиты (50–200 м), наряду с черными аргиллитами, алевролитами и кремнистыми аргиллитами, существенную роль играют темно-серые и черные глинистые известняки и доломиты. Мощность акринской свиты на площади листа колеблется от 150 до 500 м, а суммарная мощность объединенной суордахской толщи и акринской свиты – от 250 до 600 м.

Акринская свита ($\text{Є}_{1-2}\text{ak}$) обнажена к востоку от зоны Левоакринского разлома (между руч. Суордах и р. Белой). В основании ее видимой части залегают черные кремни (80–90 м), сменяющиеся вверх черными и темно-серыми углеродистыми аргиллитами и известковистыми аргиллитами с прослоями черных глинистых известняков сверху. Во всем разрезе послойно распределены конкреции марказита (до 5 см в поперечнике), отдельные горизонты обогащены глобулярным пиритом. Породы интенсивно смяты, вследствие чего мощность видимой части свиты оценена здесь ориентировочно в 200–250 м.

Возраст акринской свиты определен севернее площади листа (бассейн р. Тыры, лист Р-53-ХVIII), где в основании свиты собраны хиолиты *Kuonamkicornus cf. gracilis* Valkov, *Mooritheca cf. julegirica* Valkov, характерные для низов тойонского яруса нижнего кембрия [40].

Углеродисто-кремнистые аргиллиты нижней части акринской свиты на 50–90 % состоят из непрозрачной темной массы, в которую включены зерна (0,01–0,05 мм) серицита, кварца, карбоната. Наблюдаются идиоморфные порфиروبласты андалузита (0,06–0,3 мм). Углеродистое вещество распределено как графитоид или антраксолит.

Геохимически породы акринской свиты резко выделяются повышенными содержаниями ванадия (0,02–0,1 %), цинка (0,02–0,2 %), молибдена (до 0,01 %), никеля (до 0,01 %), титана (0,7 %), хрома (0,03 %), фосфора (до первых процентов в породе и до 25 % P_2O_5 – в фосфоритовых желваках). Фосфоритоносные горизонты выделяются также повышенной радиоактивностью (содержания урана – 0,001–0,005 %).

Пестроцветная и иниканская свиты ($\text{Є}_{1-2}\text{ps}+\text{in}$) объединены на геологической карте из-за малых их мощностей.

На площади листа *пестроцветная свита* обнажена плохо и представлена глинистыми зеленовато-серыми глауконитовыми известняками, серыми алевролитами и зеленовато-серыми доломитами с преобладанием алевролитов в кровле. Мощность свиты составляет 20–60 м. Предполагается несогласное ее залегание на доломитах сарданинской свиты венда.

Раннекембрийский возраст свиты подтверждается находкой ангустиокреиды *Camprotubulus* sp., характерной для низов нижнего кембрия [33].

Иниканская свита согласно сменяет пестроцветную и в нижней части (100–150 м) сложена черными кремнистыми аргиллитами и алевролитами темно-серыми тонкоплитчатыми. Верхняя часть свиты (50 м) представлена алевролитами темно-серыми и углеродисто-кремнистыми аргиллитами, чередующимися с черными глинистыми известняками, реже – серыми доломитами. В основании свиты содержится прослой (до 2 м) желваковых фосфоритов. Мощность свиты оценивается в 150–200 м.

На площади листа она палеонтологически не охарактеризована. К западу от территории в ней собраны остатки трилобитов ленского и амгинского ярусов [33].

Геохимические особенности иниканской свиты, определяемые резко повышенными содержаниями многих элементов-примесей, аналогичны таковым, отмеченным выше для акринской свиты – полного ее стратиграфического аналога. Суммарная мощность объединенных пестроцветной и иниканской свит 170–250 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Улахская серия. Качелкуанская свита ($\mathcal{C}_2k\check{c}$) согласно залегает на акринской и представлена внизу (10–20 м) тонким переслаиванием темно-серых и зеленовато-серых алевролитов, известняков, мергелей, в средней части (60–90 м) – грубым переслаиванием пластов известняков зеленовато-серых и глинистых серых известняков. Для этой части разреза характерны будинообразные стяжения, придающие известнякам конгломератовый облик. Верхняя часть свиты (120–190 м) сложена тонкопереслаивающимися серыми, темно-серыми глинистыми известняками и темно-серыми алевролитами. Мощность качелкуанской свиты составляет 200–300 м.

Из средней части собраны трилобиты *Solenopleura bulusensis* Lerm., *Liostracus atlassovi* Lerm., *Holocephalina* aff. *incerta* Illing., указывающие на принадлежность вмещающих слоев к амгинскому ярусу среднего кембрия.

Породы свиты характеризуются повышенными в 2–7 раз в сравнении с региональным фоном содержаниями ванадия, титана, никеля, меди, цинка, свинца, хрома.

Еловская свита (\mathcal{C}_2el) согласно сменяет качелкуанскую и сложена пакетами (10–40 м) тонкого (1–5 см) переслаивания темно-серых и серых мелкозернистых обломочных известняков и известковых аргиллитов. В нижней части свиты имеются прослои (0,2–0,5 м) массивных песчанистых обломочных известняков. Отмечены линзы (до 5 м) известняковых конглобрекций. Специальные исследования установили турбидитовый тип строения свиты с преобладанием в составе калькаренинов и кальцилютитов, характерных для дистальных и медиальных турбидитов. Мощность свиты оценивается примерно (из-за плохой обнаженности и интенсивной складчатости) в 300–400 м.

В ней установлено избыточное в сравнении с региональным фоном содержание в глинисто-карбонатных породах титана, галлия, мышьяка, фосфора, бора, ванадия, никеля, свинца.

Чайская свита ($\mathcal{C}_2\check{c}s$) имеет незначительное распространение на междуречье Южный–Сугджу. Она согласно перекрывает иниканскую свиту и сложена в нижней части (10–20 м) тонким переслаиванием темно-серых листоватых алевролитов и темно-зеленых мергелей. Выше по разрезу залегают «узловатые» (будинообразные) пестроокрашенные известняки (до 50 м), которые перекрываются пачкой тонкого переслаивания серых алевролитов и зеленовато-серых, красновато-серых известняков (до 200 м). Мощность свиты оценивается в 200–300 м.

На площади листа из отложений свиты отобраны остатки трилобитов *Holocephalina* aff. *incerta* Illing., характерные для амгинского яруса Сибирской платформы.

Породы чайской свиты имеют ярко выраженную медную специализацию, что подтверждается часто встречающейся вкрапленностью халькопирита в зеленых мергелях.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Усть-майская свита ($\mathcal{C}_{2-3}um$) согласно залегает на чайской и разделяется на две пачки. Первая пачка (200–250 м) сложена плитчатыми серыми и зеленовато-серыми известняками и глинистыми известняками, содержащими прослои (1–5 см) темно-серых и зеленовато-серых алевролитов. По всему разрезу пачки наблюдаются линзы (до 10 м) известняковых конглобрекций, сцементированных алевроито-карбонатным цементом. Вторая пачка (200–250 м) сложена известняками серыми и зеленовато-серыми с бугристой поверхностью напластования, включающими редкие прослои серых алевролитов. Мощность свиты составляет 400–500 м.

По данным спектрального анализа известняки усть-майской свиты характеризуются повышенными содержаниями свинца.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Улахская серия. Тисовская свита согласно залегает на еловской и по литологическим признакам разделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (\mathcal{C}_3ts_1) сложена пачками (5–15 м) тонкого переслаивания серых, темно-се-

рых калькаренитов, кальцилютитов, глинистых известняков и черных известковых алевролитов с турбидитовым типом строения, разделенных пластами (до 3 м) серых косослоистых калькаренитов, по облику напоминающих контуриты. Они отделены от турбидитов, аналогичных турбидитам еловской свиты, резкими границами. Присутствуют редкие тела (до 2–4 м) известняковых конглобрекций (олисторомов). Мощность нижнетисовской подсвиты 350–600 м.

Верхняя подсвита (\mathcal{C}_3ts_2) согласно залегает на нижней и образована, главным образом, темно-серыми косослойчатыми калькаренитами (контуритами), слагающими пачки мощностью до 10–15 м. Их разделяют пачки (0,5–2 м) дистальных турбидитов, составляющих 30–35 % объема подсвиты. Мощность верхнетисовской подсвиты составляет 350–500 м, а всей тисовской свиты – 700–1 100 м.

Стратиграфическая позиция свиты определяется ее положением в разрезе и находками на сопредельной к северу площади граптолитов *Gallograptus* sp. и беззамковых брахиопод семейства *Acrotretidae* gen. ind., а также водорослей *Girvanella sibirica* Masl., подтверждающими ее позднекембрийский возраст [40].

Тисовская свита характеризуется повышенными кларками концентрации (1,5–2,5) ванадия, цинка, марганца; содержания остальных элементов-примесей на уровне фона или ниже.

Билыхская свита (\mathcal{C}_3bl) согласно перекрывает тисовскую и сложена тонким (1–5 см) монотонным переслаиванием известняков черных, темно-серых, глинистых известняков и черных известковистых аргиллитов. Мощность свиты составляет 150–200 м.

Позднекембрийский возраст свиты датирован южнее изученной территории (бассейн р. Юдомы) остатками трилобитов *Olentella judomensis* Gogin sp. nov., *Settedabania grandis* Gogin sp. nov., *Pseudoagnostus* sp. [62].

В известняках свиты отмечены избыточные в сравнении с региональным фоном содержания титана, меди, галлия, свинца, марганца, олова.

Суммарная мощность улахской серии в Томпо-Юдомском районе составляет 1 400–2 000 м.

Кербинская свита (\mathcal{C}_3kr) согласно сменяет усть-майскую и занимает относительно широкие поля по склонам долины р. Сугджу. В строении свиты выделяются три пачки. Первая пачка (200–250 м) сложена переслаиванием серых тонкоплитчатых известняков и массивных песчанистых светло-коричневых известняков с прослоями темно-серых алевролитов. В основании пачки – пласт (20–25 м) массивных серых известняков с прослоями известняковых конглобрекций. Вторая пачка (до 150 м) представлена переслаиванием пелитоморфных тонкоплитчатых известняков и алевролитов темных зеленовато-серых. По всему разрезу наблюдаются линзы (до 2 м) известняковых конглобрекций. Третью пачку (более 250 м) слагают пелитоморфные серые известняки с прослоями (1–2 см) зеленовато-серых алевролитов. В основании пачки – линзы (до 0,3 м) известняковых конглобрекций. Общая видимая мощность кербинской свиты оценивается в 600–650 м.

Из отложений свиты определены трилобиты *Pesaiella* sp., *Pseudoagnostus* sp., указывающие на принадлежность слоев к верхнему кембрию.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения, развитые в пределах листа, относятся к Томпо-Юдомскому району. Они распространены на восточной половине территории, слагая меридиональную полосу шириной от 12 км на юге до 18 км – на севере. Фаунистически подтверждено наличие всех трех отделов ордовика. В объеме нижнего–среднего ордовика выделяются атырбахская, саккырырская и лабыстахская свиты, сетаньинская толща, кулонская и гичинская свиты, а баранинская свита отнесена к среднему–верхнему ордовику. Вышележащая тасканская серия имеет возрастной объем от верхов среднего ордовика до силура включительно и будет рассмотрена отдельно.

Нижне-среднеордовикские отложения имеют терригенно-карбонатный состав и формируют два крупных седиментационных ритма. Первый отвечает атырбахской и саккырырской свитам, второй соответствует лабыстахской свите.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Атырбахская свита (O_{at}) была выделена в бассейне р. Вост. Хандыга (лист Р-53-ХІІ) в 1957 г. Ю. М. Пушаровским в объеме верхнего кембрия. На площади листа свита прослеживается узкой меридиональной полосой в бассейне речки Лев. Натали, руч. Хариуз и в нижнем течении р. Бурхалы. Кроме того, она обнажается в ядерных частях антиклиналей на юге площади (бассейн руч. Хотун).

Свита согласно с резкой границей залегает на билияхской свите верхнего кембрия и представлена тонким (от долей сантиметров до 3 см) ритмичным переслаиванием известковых аргиллитов, алевролитов, мергелей, обломочных известняков (кальцилютитов, реже – калькаренитов), глинистых и песчаных известняков серой, зеленовато-серой окраски. Отмечены мало мощные (до 1 м) горизонты дистальных турбидитов с элементами цикла Боума типа $T_{b,e}$, $T_{a,b,e}$, $T_{a,b}$, образованные миллиметровым переслаиванием аргиллитов, мергелей, кальцилютитов и калькаренитов. Характерна тонкая параллельная или слабоволнистая слойчатость. Мощность свиты колеблется в пределах 350–800 м, возрастая в северном направлении.

На площади листа свита фаунистически не охарактеризована. Севернее, в бассейне р. Тыры, из ее отложений определены остатки трилобитов *Erdelia* sp., *Iliaenopsis* sp., брахиопод *Obolus* sp., конодонты *Cordilodus* ex gr. *angulatus* и граптолиты *Dictyonema* sp., указывающие на раннеордовикский возраст отложений [40].

Терригенная примесь в карбонатных породах свиты имеет альбит-кварцевый состав с новообразованиями хлорита, турмалина, пирита, рутила. По данным спектрального анализа наибольшие концентрации, превышающие региональный фон в 5–10 раз, характерны для кобальта, мышьяка, меди, германия.

Саккырырская свита имеет значительное площадное распространение в бассейне рр. Бурхала, Лев. Натали, руч. Хотун. Свита разделяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита (O_1sk_1) согласно или с внутрiformационным перерывом залегает на атырбахской свите. В основании подсвиты находится пачка (80–100 м) серых калькаренитов и кальцилютитов с подчиненными тонкими прослоями зеленовато-серых известковых аргиллитов. Характерны бугристые поверхности напластования, местами отмечены линзы известняковых конгломератов. Вышележащая часть разреза (220–330 м) образована дистальными карбонатными турбидитами, состоящими из кальцилютитов и известковых аргиллитов, реже – калькаренитов, известняков (циклы Боума типа $T_{a,b,c}$ и $T_{b,c}$). Мощность многослоев от 1 до 8 см. Характерна ярко-зеленая окраска пород. Мощность подсвиты испытывает значительные изменения в пределах площади листа, нарастая с юга на север от 400 до 1 050 м.

Средняя подсвита (O_1sk_2) сложена пачками (6–10 м) зеленых, зеленовато-серых дистальных турбидитов, аналогичных нижней подсвите, чередующихся с пластами (3–12 м) серых, светло-серых известняков, роль которых нарастает вверх по разрезу. Многослой турбидитов имеют мощность 0,5–6 см и отвечают чаще всего типу $T_{a,e}$ цикла Боума (в подошве калькарениты или кальцилютиты, в кровле – аргиллиты). Мощность подсвиты более выдержана, чем нижней и варьирует в пределах 400–500 м.

Верхняя подсвита (O_1sk_3) имеет существенно известняковый состав и состоит из серых известняков, иногда песчанистых и алевроито-песчанистых, с тонкими слоями серых, темно-серых алевролитов и аргиллитов и редкими прослоями калькаренитов. Мощность подсвиты составляет 450–950 м, возрастая в северном направлении.

Общая мощность саккырырской свиты находится в пределах 1 200–2 400 м, резко нарастая с юго-востока на северо-запад.

В известняках верхней подсвиты на рассматриваемой территории и в непосредственной близости от южной границы изученной площади определены конодонты *Glyptoconus quadraplicatus* (Br. et M.), *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Protopanderodus* sp., *Scolopodus* sp., устанавливающие аренигский возраст вмещающих слоев. Раннеордовикский возраст подразделения подтверждают находки (лист P-53-XXX) колпачковых гастропод *Archinacella* sp., а в пределах листа – *Raphistomatidae* Koken.

Обломочный материал в известняках и алевролитах представлен кварцем (преобладает) и альбитом с примесью аксессуарных лейкоксена, пирита, рутила, циркона. В калькаренитах обломки сложены известняками, иногда окремненными, члениками криноидей, обломками брахиопод и кораллов, а также оолитовых известняков.

Геохимически карбонатные породы саккырырской свиты характеризуются пониженными содержаниями большинства элементов-примесей как в сравнении с региональным фоном, так и с подстилающей атырбахской свитой.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Лабыстахская свита имеет относительно широкое распространение в междуречье рр. Лев. Натали–Бурхала и Хотун–Бурхала, где слагает крылья и мульды синклиналиных структур. По особенностям состава свита разделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (O_2lb_1) согласно залегает на верхнесаккырырской подсвите и характеризуется трехчленным строением. Нижняя часть (100–400 м) сложена тонким (1–3 см) ритмичным

или линзовидным переслаиванием зеленых, серо-зеленых аргиллитов и серых, зеленовато-серых калькаренитов, кальцилютитов, реже – песчаных известняков. Известняки и аргиллиты присутствуют примерно в равных количествах. В низах пачки собраны остатки гастропод *Archinacella* sp. и трилобитов *Pliomera* sp., *Cerrauriella* sp., характерные для лланвирнского яруса среднего ордовика [36]. Средняя часть (150–350 м) характеризуется преимущественно известняковым составом и сложена серыми, темно-серыми известняками, песчанистыми известняками, содержащими в резко подчиненных количествах пакеты (3–5 м) тонкого ритмичного переслаивания известняков, калькаренитов, аргиллитов. Роль таких пакетов нарастает к северу параллельно с общим увеличением мощности пачки, а в южном направлении, наряду с уменьшением мощности, возрастает роль песчанистых известняков. Возраст средней части нижнелабыстахской подсвиты охарактеризован находками в бассейне руч. Нетопырь остатков среднеордовикских брахиопод *Archinacella* sp. [36]. Верхняя часть подсвиты (200–1 000 м) имеет четко выраженное турбидитовое строение. Турбидиты, сложенные калькаренитами, кальцилютитами, аргиллитами, образуют многослой толщиной 1–5 см с элементами $T_{a,b}$ и $T_{b,c,e}$ цикла Боума. Характерна преимущественно зеленая, зеленовато-серая окраска пород. Стратиграфическая позиция верхней пачки подсвиты определяется находками в бассейне руч. Муол среднеордовикских брахиопод *Xenelasmella jacutensis* Rozm. [36], конодонтов *Drepanoistodus forceps* (Lind.), *Phragmodus* sp. Общая мощность нижнелабыстахской подсвиты колеблется в пределах 750–1 700 м, резко сокращаясь в юго-юго-западном направлении.

Верхняя подсвита (O_2lb_2) согласно залегает на нижней и по составу является существенно карбонатной. Она сложена серыми и темно-серыми известняками, песчанистыми и органогенно-обломочными известняками, имеющими ноздреватую поверхность выветривания и по внешнему облику весьма похожими на породы средней пачки нижнелабыстахской подсвиты. В средней части подсвиты имеются пакеты (3–5 м) тонкого ритмичного переслаивания известняков, калькаренитов, аргиллитов; роль таких пакетов нарастает к северу параллельно с общим увеличением мощности подсвиты – от 400 м на юге до 1 400 м – на севере площади листа. Из отложений подсвиты на изученной территории определены конодонты *Drepanodistacodus vistris* (Mosk.), *Oistodus* cf. *petaloidensis* Mosk., *Scandodus* cf. *serratus* Mosk., *Eobelodina* cf. *fornicata* (Stauf.) и др., брахиоподы *Plectoglossa* sp., *Xenelasmella jacutensis* Rozm., гастроподы *Archinacella* aff. *subrotunda* Wost., табуляты *Billingsaia parva* (Bill.) [36], указывающие на принадлежность слоев к среднему ордовика.

Общая мощность лабыстахской свиты возрастает с юга на север от 1 150 до 3 100 м.

В органогенно-обломочных разностях установлены обломки остракод, табулят, водорослей, брахиопод, криноидей. Терригенная примесь представлена обломками кварца (преобладают) и полевых шпатов.

Породы лабыстахской свиты, как и саккырырской, обеднены большинством элементов-примесей (на уровне регионального фона или ниже), кроме марганца, содержания которого в 2–4 раза превышают региональный фон.

Сетаньинская толща (O_2st), с размывом залегающая на верхнелабыстахской подсвите, имеет ограниченное распространение в центральной части восточной половины листа, где слагает мульды синклинальных структур в междуречье рр. Бурхала–Белая (верховья руч. Хотун). Толща выделена из состава верхнелабыстахской подсвиты к югу от изученной площади (по руч. Сетанья, лист Р-53-XXX) и сложена внизу (55–60 м) серыми доломит-кварцевыми песчаниками с прослоями песчанистых известняков и темно-серых аргиллитов, в средней части (90 м) – переслаивающимися (0,2–2 м) органогенно-обломочными известняками, известковистыми песчаниками и кварцевыми песчаниками, а вверху (до 150 м) – известняками серыми, темно-серыми, иногда песчанистыми и органогенно-обломочными с прослоями черных известковых аргиллитов. Общая мощность сетаньинской толщи колеблется от 0 до 400 м и определяется амплитудой предкулонского размыва.

Возраст толщи устанавливается по положению в разрезе как, скорее всего, лландейлский. Отобранные по руч. Сетанья (к югу от изученной площади) многочисленные конодонты характерны для лланвирнского яруса (зоны *primus*, *borealis*) нижнего ордовика и являются, по всей вероятности, переотложенными.

Известняки с прослоями аргиллитов и песчаники сетаньинской толщи характеризуются избыточным (в 2–4 раза по отношению к региональному фону) накоплением титана, ванадия, кобальта, никеля, меди, галлия, мышьяка, молибдена, свинца. В песчаниках повсеместно присутствуют хромсодержащие минералы в оторочке фуксита.

Кулонская и гичинская свиты ($O_2kl+gč$) объединены ввиду их небольших мощностей. Обе свиты выделены Б. В. Преображенским и В. А. Ян-Жин-Шином в бассейне р. Вост. Хандыга. На площади листа свиты имеют ограниченное распространение в восточной его по-

ловине, слагая крылья и мульды синклинальных структур на правом водоразделе р. Прав. Натали, в верховьях руч. Шалаш и Хотун, в среднем течении руч. Муол и у южной рамки листа на водоразделе рр. Сетанья–Дикий.

Кулонская свита с размывом залегает на разных горизонтах сетаньинской толщи и верхней подсвиты лабыстахской свиты и сложена темно-серыми, внизу серыми и светло-серыми доломитами с пластами органогенно-обломочных серых известняков в нижней части. В основании доломиты содержат примесь песчаного материала альбит-кварцевого состава, вплоть до песчаных доломитов. Мощность свиты в пределах площади листа колеблется от 100 до 300 м, возрастая в северном направлении. Из отложений свиты на территории собраны среднеордовикские брахиоподы *Mimella panna* Andr., *Rosticellula raymondi nana* Rozm., *R. tumidula verkhojanica* Roz., остракоды *Martinsonopsis* sp. indet., гастроподы *Liospira* cf. *mundula* Ulrich [36].

Гичинская свита согласно перекрывает кулонскую и по своему облику является маркирующей. Она сложена светло-серыми, розовато- и желтовато-серыми глинистыми доломитами с примазками зеленых хлоритовых сланцев по плоскостям наложения и прослоями кавернозных доломитов и доломитовых брекчий. Характерной особенностью пород свиты является яркая желтая, желто-бурая поверхность выветривания. Мощность свиты составляет 70–100 м, а объемных кулонской и гичинской свит в сумме – 200–400 м.

В карбонатных породах стратона установленные повышенные в 2–10 раз в сравнении с фоном содержания меди, бора, бария, марганца, никеля.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Этот возрастной интервал соответствует **тасканской серии**, которая распространена на восточной половине площади листа на крыльях и в мульдах синклинальных структур. При этом в западной части полосы распространения (бассейн р. Прав. Натали, левобережье р. Бурхала близ устья руч. Муол) серия разделяется на три свиты: баранинскую, таяхскую и оронскую, а в восточной части этой полосы (от водораздела рр. Сетанья–Дикий у южной рамки листа до междуречья р. Муол–Бурхала и р. Бурхала у восточной рамки) тасканская серия не расчленена и картируется как единое подразделение.

Баранинская свита ($O_{2-3}br$) выходит в мульдах синклиналей в бассейне р. Прав. Натали и по левому склону р. Бурхала, ниже устья руч. Муол, где она согласно с четкой границей залегает на гичинской свите и сложена преимущественно доломитами серыми, темно-серыми, светло-серыми массивными и грубоплитчатыми, в верхней половине разреза чередующимися с пластами органогенных, органогенно-обломочных серых и темно-серых, до черных известняков. На отдельных интервалах в доломитах содержатся линзы кремней и слойки пепловых туфов и туфоаргиллитов бордовой и сиреневой окраски. В бассейне р. Прав. Натали в средней и верхней частях свиты содержатся пласты (от 1 до 40 м) крупнообломочных эпигенетических (?) брекчий доломита, сцементированных средне-крупнокристаллическим доломитом, иногда с мелкой вкрапленностью сфалерита. Соотношение известняков и доломитов в разрезе верхней части свиты меняется, доломитность нарастает к востоку. Мощность свиты в пределах полосы ее развития колеблется от 400 до 750 м.

На площади листа свита фаунистически охарактеризована многочисленными сборами остатков табулят *Agvetolites asoptatus* Prbz., *Nyctopora* cf. *billingsi* Nich., *N. hyperborea* (Tchern.), *Syringoporus* ex gr. *bobini* Rukh., *Syringopora piln* Koksch. sp. nov., *Fletcheriella* sp. indet., *F. gigantea* Prbz., *F. evenkiana* Sok., *Kolympora irjudiensis* Prbz., *Mesofavosites* cf. *differens* Prbz., *M.* ex gr. *dualis* Sok., *Eofletcheria sculpta* sp. nov., *Vacuopora* sp., *Tollina* cf. *keiserling* (Toll.), брахиопод *Glyptorthis pulchra* Wang, *Hesperorthis* sp. indet., *Rostricellula* sp. indet., *Parastrophyrella* sp., гастропод *Latitaria* sp. indet. и др., указывающими на средне-позднеордовикский (корадок-ашгиллский) возраст вмещающих отложений.

Таяхская свита (S_{1th}) согласно залегает на баранинской и имеет те же площади распространения. Свиту слагают темно-серые до черных массивные и грубоплитчатые органогенные доломиты и известняки, соотношение между которыми меняется на площади развития свиты. В нижней части свиты нередки желваки и линзы черных кремней в доломитах, а также прослои (0,1–20 см) пепловых туфов, туффитов и туфоаргиллитов. Мощность свиты колеблется от 500 до 900 м, возрастая к северу.

Возраст свиты (ранний силур, лландовери–венлок) охарактеризован многочисленными сборами на площади листа остатков табулят *Mesofavosites fleximurinus* Sok., *M. brevispinus* Lebesh., *M. oblicuus* Sok., *M.* ex gr. *ganirensis* Dziubo, *Favosites* ex gr. *hirsutus* Tchern., *F. sinuosis* Koval., *F. kuklini* Tchern., *F.* ex gr. *kennihoensis* Ozaki, *F.* aff. *acutus* Sok. et Tes., *F.* ex gr. *forbesi* M. Edw.

et H., *F. favositoformis* Sok., *F. praemaximus* Sok., *F. mojeroensis* Sok. et Tes., *Palaeofavosites* ex gr. *schmidtii* Sok., *P.* ex gr. *forbesiformis* Sok., *P.* ex gr. *alveolaris* (Goldf.), *Catenipora* sp., *Syringopora khalagenesis* Tchern., *Gephyropora? varia* Koksh., *Cystihalysites* sp. indet., *Halysites* sp., *Multisolenia mesira* Sok. et Tes., *M.* cf. *formosa* Sok., *Tetraporinus lentus* Koksh. sp. nov., *Subalveolites subolus* Sok. et Tes., брахиопод *Hyattidina* aff. *lentiforme* Orad., *Alispira* sp. indet., *Lenaetochia elegans* (Nikif.), *Virgiana barrandei* Billings.

Оронская свита ($S_{1-2}Or$) согласно залегает на таяхской свите, распространена там же, но имеет значительно меньшие площади развития (только на водоразделе Муол–Прямой и у северной рамки листа в бассейне р. Прав. Натали). Свита представлена неравномерным чередованием пластов известняков серых, до темно-серых органогенных и органогенно-обломочных, иногда слабо битуминозных, массивных и грубоплитчатых, и серых, до темно-серых органогенных доломитов. Роль доломитов возрастает к югу и востоку. На плоскостях напластования наблюдались трещины усыхания и волноприбойные знаки, карбонатные породы содержат в виде тонких прослоев туффиты и туфодоломиты. Мощность свиты колеблется в пределах 200–350 м.

На площади листа из нижней половины свиты отобраны остатки табулят *Parastriatopora* ex gr. *tebenjkovi* (Tchern.), *Favosites* ex gr. *gothlandicus* Lam., *Cephuropora? ex gr. varia* Koksh., *Multisolenia? sp.*, *Angopora* sp. и брахиопод *Strophodonta* sp. indet., датирующие раннесилурийский (венлокский) возраст вмещающих отложений. В стратотипическом разрезе (бассейн р. Вост. Хандыга) и к северу от изученной площади (бассейн р. Тыры, лист P-53-XVIII) из отложений свиты определены кораллы и брахиоподы также лудловского возраста, что определяет ниже-верхнесилурийскую датировку свиты.

Тасканская серия нерасчлененная (O_2-Sts) распространена в восточной части полосы развития среднеордовикско-силурийских отложений, слагая западное крыло Сетаньинской синклинали. Отложения серии согласно залегают на породах гичинской свиты и имеют существенно доломитовый состав. Нерасчлененная тасканская серия сложена доломитами, глинистыми и органогенными доломитами темно-серой, черной и светло-серой окраски. В подчиненном количестве содержатся прослои пестроцветных кремнистых доломитов, литокристаллокластических туфов щелочного состава, туффитов мощностью до 10–15 см. Вверх по разрезу происходит постепенное осветление пород, увеличивается количество пестроцветных разностей. Мощность нерасчлененной тасканской серии на площади листа составляет 600–800 м.

На изученной и расположенной южнее площади из отложений нерасчлененной тасканской серии собран разнообразный комплекс фауны, подтверждающий наличие в ее составе фациальных аналогов составляющих ее свит, закартированных западнее: баранинской, таяхской, оронской. Диагностированные остатки табулят и брахиопод датируют возрастную интервал нерасчлененной тасканской серии от позднего карадока до венлока и, возможно, лудлова включительно.

Органогенно-обломочные разности составляющие тасканскую серию пород содержат обломки брахиопод, кораллов, трилобитов (?), остракод, водорослей, членики криноидей. В терригенной примеси, помимо кварца, установлены циркон, турмалин, кремнистое вещество. Постоянно присутствует пирит. Определены комковатые, ооидно-комковатые, комковато-сгустковые, оолитовые разности доломитов и известняков. Среди аргиллитов имеются серицитовые, хлорит-серицитовые разности, содержащие пепловую примесь (туфоаргиллиты).

Туфы и туффиты, составляющие до 1 % объема серии, представлены литокристаллокластическими и пепловыми разностями. Первые из них сложены угловатыми, остроугольными, рогульчатыми обломками (0,05–0,2 мм) калишпата, реже – альбита, гиалобазальтов, микроортофинов. Пепловые туфы сложены черепитчато-рогульчатым агрегатом калишпата, альбитизированного и пелитизированного, с включениями микропертитов и вкрапленниками гематита. Туффиты состоят из мелкочешуйчатого агрегата гидрослюды с обломками гранобластового кварца (до 25 %), выделениями гидроокислов железа, иногда тонкой вкрапленностью пирита (до 10 %), агрегатами скородита, иголочками и зернами рутила, лейкоксена. По химическому составу туфы и туффиты относятся к щелочным трахитам с четкой калиевой специализацией. Химический состав пеплового туфа (в %): SiO_2 – 58,0, TiO_2 – 1,03, Al_2O_3 – 15,43, Fe_2O_3 – 6,29, FeO – 0,86, MnO – 0,02, MgO – 1,50, CaO – 1,12, K_2O – 13,14, Na_2O – 0,15, P_2O_5 – 0,45, SO_3 – 0,10, CO_2 – 1,12, п.п.п. – 1,84 [36].

Геохимически карбонатные породы тасканской серии характеризуются весьма низкими содержаниями подавляющего числа элементов-примесей, большинство из которых не улавливается приближенно-количественным спектральным анализом. Лишь для бария и марганца средние концентрации в 2–5 раз превышают региональный фон. В туфах и туфогенных породах отмечено избыточное по отношению к региональному фону содержание титана, ванадия, нике-

ля, меди, фосфора и некоторое обогащение (до 6–10 мг/т) золотом.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Хуратская свита (S_{2hr}). В верхней части разреза тасканской серии и над ней развиты специфические гипергенно измененные карбонатные породы и их брекчии – образования преддевонской коры выветривания. Они с ровной границей или с глубокими карманами перекрывают отложения серии и в участках наиболее полного и мощного развития закартированы в качестве самостоятельной хуратской свиты, впервые выделенной в 1957 г. Ю. М. Пущаровским в бассейне р. Вост. Хандыга (лист Р-53-ХІІ). Обособление этих образований в качестве самостоятельного стратона поставлено под сомнение работами В. И. Сухорукова и др. [30]. Но свита сохранена в легенде Юдомской серии и на изученной территории она закартирована в виде отдельных выходов в северо-восточной части листа (бассейн р. Прав. Натали, руч. Муол, верховья руч. Попутный). Нижняя граница свиты проводится по смене серых доломитов и известняков оронской свиты серо-желтыми, яично-желтыми пористыми, кавернозными известняками и доломитами и карбонатными брекчиями. Эти же породы, среди которых отмечены линзы мелкогалечных конгломератов с уплощенной галькой известняков, слагают весь объем свиты, мощность которой в пределах изученной площади достигает 200 м. Среди типично «хуратских» образований иногда наблюдаются останцы плотных темно-серых доломитов и мелкие (до 10 см) линзы гипса.

Органические остатки в свите отсутствуют, по положению в разрезе возраст ее принимается позднепалеозойским.

При микроскопическом изучении часто устанавливаются псевдоморфозы по гипсу и ангидриту, новообразования кварца, аутигенный турмалин. Образования хуратской свиты рассматриваются как первично сульфатно-доломитовые породы, подвергшиеся гипергенному выщелачиванию и изменению (кальцитизация, десульфатизация, дедоломитизация).

Хуратская свита характеризуется более высокими в сравнении с карбонатами тасканской серии содержаниями титана и ванадия и еще более высокими, в 5–10 раз превышающими региональный фон, содержаниями меди.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения распространены в восточной части площади листа, где слагают западное крыло Сетаньинской синклинали (от истоков руч. Дикий у южной рамки до правобережья руч. Муол), а также мульды синклинали структур у северной рамки листа, в бассейне р. Прав. Натали. Для отложений девона характерны разнообразие состава (терригенные, карбонатные, терригенно-карбонатные отложения, вулканогенные) пород, частая пестроцветность, значительная фациальная изменчивость, многочисленные перерывы и несогласия. Представлены все три отдела девона, из них наибольшая фациальная изменчивость характерна для среднего и верхнего (франский ярус) отделов.

Образования нижнего, среднего и верхнего девона слагают на территории два стратиграфических района: Менкюле-Тыринский и Менкюле-Аллах-Юньский. Менкюле-Тыринский стратиграфический район представлен образованиями сеттедабанской, тихийской, загадочнинской и сегеняхской свит, а Менкюле-Аллах-Юньский – отложениями некалинской свиты.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сеттедабанская свита (D_{1sd}) выделена в 1960 г. В. А. Ян-Жин-Шином в бассейне р. Вост. Хандыга (лист Р-53-ХІІ). На изученной площади она имеет наиболее широкое распространение из всех подразделений девона, несогласно перекрывает образования хуратской свиты и карбонатные породы верхней части тасканской серии и местами отсутствует вследствие предтихийского размыва. В строении свиты участвуют темно-серые и черные доломиты, преобладающие в нижних и верхних частях свиты, темные известняки и аргиллиты. В основании местами залегают пласты (до 1 м) разногалечных конгломератов, сложенных хорошо окатанными гальками и мелкими валунами «искристых» темно-серых доломитов, сиреневых песчаных доломитов с туфогенной примесью, розовато-серых и желтоватых известняков. Часты прослои органогенно-обломочных, часто песчанистых косослоистых известняков в средней

части свиты, имеются прослойки доломитовых конглобрекций. На севере площади в составе свиты преобладают известняки. Мощность свиты на площади листа достигает 700 м.

Отложения свиты охарактеризованы остатками табулят *Favosites* ex gr. *mammilatus* Dubat., *F.* ex gr. *socialis* Sok. et Tes., *Squameofavosites* ex gr. *favositiformis* (Holt.), *S. proportionalis* Koksh., *S.* ex gr. *dubatolovi decrescus* Smirn., *Parastriatopora* ex gr. *rzonitskajae* Dubat., *Striatoporella* ex gr. *gratica* Rukh., *Alveolites abramovi* (Dubat.), *Thamnopora* ex gr. *reticulata* (Blain.), *Gracilopora faveolata* (Koksh.), *Howellella jacutica* Aleks., *Jacutiopora* sp. indet., *Scoliopora clara* (Yanet), брахиопод *Taimyrhynix* cf. *taimyricus* (Nikif.), датирующими возраст вмещающих слоев как раннедевонский (прагиен–эмс).

Аргиллиты свиты обогащены в 3–10 раз в сравнении с региональным фоном титаном, ванадием, кобальтом, никелем, медью, свинцом, цинком, мышьяком, молибденом. В карбонатных породах содержания большинства элементов-примесей соответствует региональному фону или ниже его.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения этого возрастного интервала, имеющие ограниченное распространение на восточной половине листа, разделены на тихийскую, загадочнинскую и сегеняхскую свиты. На отдельных участках карты, ввиду малых мощностей таксонов, объединены отложения тихийской, загадочнинской и сегеняхской свит, а также загадочнинской и сегеняхской (там, где отсутствует тихийская) свит.

Тихийская свита ($D_{1-2}th$) как самостоятельное подразделение закартирована только на крайнем северо-востоке территории, в левобережье р. Прав. Натали. Свита со стратиграфическим несогласием залегает на разных горизонтах сеттедабанской свиты и сложена пестроокрашенными (бордовыми, серыми, зелеными) мергелями, глинистыми известняками, разнозернистыми известковыми песчаниками с пластами (до 2 м) черных туфогенных аргиллитов, а в основании – с линзами разногалечных конгломератов и гравелитов. Мощность свиты колеблется от 0 до 150 м, она по своей окраске и своеобразному составу является маркирующей для региона. Возраст свиты определяется ее положением в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями эмса и живетского яруса.

В мергелях устанавливается микросгустковое и оолитовое строение, оолиты выполнены лептохлоритом, часто наблюдается пиритизация. В обломках конгломератов и гравелитов преобладают известняки и доломиты, в более мелкой обломочной фракции присутствуют зерна карбоната, кварца, альбита, карбонатизированных эффузивов (?).

Породы свиты характеризуются повышенными относительно регионального фона содержаниями ванадия, кобальта, меди, свинца, цинка, никеля, олова.

Загадочнинская свита (D_2zg), выделенная в 1972 г. М. Д. Булгаковой и К. Б. Хайзниковой в бассейне р. Вост. Хандыга (лист Р-53-ХІІ), на площади листа как самостоятельное подразделение распространена на том же участке, что и тихийская свита. Она согласно, обычно с резкой границей, сменяет тихийскую свиту и представлена преимущественно серыми доломитами и органогенными доломитами с прослоями известняков и глинистых известняков. Мощность свиты составляет 150–300 м, фаунистически она охарактеризована многочисленными сборами живетских брахиопод *Abramovispirifer adamensis* Bar., *Schizophoria striatula* Shloth., *Atrypa gigantea* sp. nov., *Spynatrypina* sp. indet., *Vargania* sp. indet., *Cyrtina* cf. *heteroclita* Dofr.

В песчаной составляющей в доломитах установлены обломки кварца, ортоклаза, альбита, микроклина, микропертита, халцедона, примесь туфогенного материала.

Доломиты и известняки свиты характеризуются фоновыми или более низкими содержаниями большинства элементов-примесей.

Тихийская, загадочнинская и сегеняхская свиты объединенные ($D_{1-3}th+sg$). Девонский стратон в таком объеме из-за малых мощностей входящих в него свит закартирован на западном крыле Сетаньинской синклинали от правобережья руч. Муол на севере до водораздела Иван-Чай–Хотун на юге в полосе протяженностью около 30 км. Две нижние свиты этого подразделения по составу и строению аналогичны описанным выше, но имеют небольшие мощности (до 70 м тихийская свита и 150–200 м – загадочнинская).

Вышележащая сегеняхская свита, впервые выделенная в 1974 г. В. А. Ян-Жин-Шином в бассейне р. Вост. Хандыга (лист Р-53-ХІІ) с размывом залегает на загадочнинской свите. Нижняя часть свиты (100–110 м) образована 1–3 покровами (20–70 м) темно-зеленых миндалекаменных базальтов, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов меди и разделенных пачками (6–17 м) переслаивания пестроцветных разнозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов, песчаных известняков. Местами в основании свиты залегает пачка (5–

20 м) разнозернистых туфопесчаников и туфогравелитов. Выше залегает пачка (75–80 м) известковистых аркозовых пестроцветных песчаников с примесью туфогенного материала с тонкими прослоями зеленых и бордовых алевролитов. Верхняя пачка сегеняхской свиты (70–80 м) представлена переслаиванием известняков песчаных зеленовато-серых с «ноздреватой» поверхностью выветривания и многочисленными остатками брахиопод и глинистых доломитов зеленовато-серых, известковых пестроокрашенных песчаников, пестроцветных алевролитов. Мощность сегеняхской свиты колеблется в диапазоне 200–350 м. В верхней части свиты собраны остатки брахиопод *Microspirifer novosibiricus* (Toll.), датирующие раннефранский возраст вмещающих слоев.

Суммарная мощность объединенных тихийской, загадочнинской и сегеняхской свит составляет 400–600 м.

Загадочнинская и сегеняхская свиты объединенные ($D_{2-2}zg+sg$) закартированы на юге площади (бассейн руч. Дикий, Коралловый). Тихийская свита здесь отсутствует, и загадочнинская свита мощностью около 150 м, сложенная серыми доломитами с прослоями известняков, залегает с размывом и линзовидными прослоями разнозернистых песчаников и гравелитов в основании на породах сеттедабанской свиты. Вышележащая сегеняхская свита мощностью около 200–250 м сложена в основании покровом базальтов (70–80 м), а в верхней части – пачкой песчаных известняков и доломитов, пестроокрашенных туфопесчаников и туфоалевролитов. Суммарная мощность объединенного подразделения – 350–400 м.

В обломочном материале туфопесчаников сегеняхской свиты установлены кварц, полевые шпаты (альбит, олигоклаз, микроклин), обломки базальтов, микрокварцитов, карбонатных пород. Окатанность материала слабая. Пирокластический материал (до 40 %) представлен кварцем, альбитом, микроклином, бурым измененным стеклом. Среди аксессуаров определены: турмалин, рутил, сфен, анатаз, апатит, ортит, циркон; рудные – пирит, гематит, ильменит.

В составе покровов преобладают базальты с вкрапленниками (5–25 %) фенокристаллов плагиоклаза и авгита. В составе основной массы установлены плагиоклаз (от альбита до андезина) (50–60 %) в виде микролитов, клинопироксен (10–25 %), замещенный хлоритом и тремолитом, а в приконтактных зонах – девитрифицированное стекло (от 0 до 50 %), замещенное хлоритом, эпидотом, соссюритом и монтмориллонитом. Среди рудных минералов (5–20 %) отмечены магнетит и титаномагнетит, присутствуют апатит, гематит, пирит, халькопирит.

Химический и микроэлементный состав базальтов представлен в приложении 12, таблица 4.

Туфогенные породы сегеняхской свиты характеризуются повышенным содержанием (в 2–5 раз относительно регионального фона) меди, никеля, олова, галлия. Базальты сегеняхской свиты обладают устойчиво высоким содержанием меди (0,008–0,04 %) при относительно низких коэффициентах вариации содержания элемента.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Накалинская свита (D_3nk) распространена на юго-востоке площади в виде узкой полосы от истоков руч. Дикий у южной рамки листа до вершины правого борта руч. Муол у его восточной рамки, а также севернее – от р. Бурхала до руч. Яркий. Свита с размывом перекрывает отложения сегеняхской, загадочнинской и тихийской свит, а в бассейне среднего течения р. Бурхала у восточной рамки листа – сеттедабанской свиты. В составе подразделения преобладают известняки песчаные и алевритовые, песчаники известковые и известково-доломитовые серой, розовато-, зеленовато- и желтовато-серой окраски с подчиненными прослоями криноидных и брахиоподовых известняков, туфопесчаников, иногда с линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность свиты в пределах площади колеблется от 230 до 570 м, сокращаясь в северном направлении.

Фаменский возраст свиты определяется многочисленными сборами остатков брахиопод *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* (Vern.), *C.* cf. *tchernyschevi* Khalf., *C.* cf. *sulcifer* (Hall.), *C.* ex gr. *vernueli* Murch., *Gastrodotoechia* cf. *utachensis* (Kindl.), *Athyris* cf. *tau* (Nal.), *Tenisia dada* (Nalivkin), *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Mesoplica* sp. indet.

В известняках свиты часто наблюдаются остатки криноидей, брахиопод, водорослей. В обломочном материале песчаников отмечены кварц, альбит, микроклин, микропертит, ортоклаз, микрокварцит, кварцево-сланцеватый сланец. Аксессуары представлены турмалином, цирконом, сфеном, титаномагнетитом.

Породы свиты обогащены в 4–10 раз в сравнении с региональным фоном титаном, медью, оловом, хромом, кобальтом. В единичных пробах из верхней части свиты отмечены повышенные содержания ниобия, циркония, скандия.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения имеют относительно ограниченное (около 7 % площади) распространение в восточной части листа. Установлены все три отдела системы. Большая часть нижнего отдела образована карбонатными, обломочно-карбонатными, реже терригенными породами. Верхнюю часть нижнего, средний и верхний отделы представляют тонкотерригенные (алевропесчаные, алевро-аргиллитовые) отложения нижней части верхоянского терригенного комплекса.

Отложения каменноугольной системы относятся к Томпо-Юдомскому стратиграфическому району.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Представлен якской, хамамытской свитами, куранахской толщей и овлачанской свитой. Первая из них выделена в 1980 г. А. П. Кропачевым и др., остальные три – Б. С. Абрамовым в 1970 г. в бассейне р. Вост. Хандыга (лист Р-53-ХII).

Якская и хамамытская свиты ($C_1jak+hm$) объединены из-за небольшой мощности первой. Это подразделение закартировано узкой полосой от южной рамки листа (бассейн руч. Дикий) до руч. Муол.

Якская свита с размывом залегает на известняках накалинской свиты. Нижняя часть свиты (25–50 м) сложена известковистыми разнозернистыми песчаниками сиреневой, зеленоватой, розоватой и зеленовато-серой окраски с линзами и прослоями (до 1 м) разногалечных конгломератов и гравелитов. Галька и гравий хорошо окатаны и представлены кремнями, пестроокрашенными известняками и доломитами. В верхней части свиты (30–70 м) залегают серые и темно-серые органогенно-обломочные доломитистые известняки и серо-зеленые известковые алевролиты с прослоями желто-зеленых силицитов в кровле и редкими линзами гравелитов и конгломератов. Мощность свиты колеблется от 120 м близ южной рамки листа до полного выклинивания в бассейне руч. Муол. Из отложений свиты на площади листа собраны фораминиферы *Bisphaera* sp., *Vicinisphaera?* sp.

Хамамытская свита закартирована вместе с якской до руч. Муол. Она представлена известняками серыми, темно-серыми, песчанистыми известняками, реже – калькаренитами, согласно сменяющимися отложениями якской свиты. Мощность свиты варьирует от 0 до 400 м, а суммарная мощность якской и хамамытской свит колеблется в пределах 0–500 м.

Хамамытская свита (C_1hm) как самостоятельное подразделение закартирована севернее руч. Муол. Она несогласно залегает на породах накалинской свиты и сложена однообразной толщей серых, темно-серых известняков, песчанистых известняков, калькаренитов с характерной пепельно-серой окраской поверхности выветривания. Отмечаются линзовидные стяжения темных кремней. Мощность свиты колеблется от 0 до 400 м, сокращаясь в северном направлении.

Из отложений свиты собраны остатки турнейских брахиопод *Fusella ussiensis* (Tolm.), *Camarotoechia biplex* (Tolm.), табуляты *Michelina* ex gr. *tenuisepta* (Phillips) и фораминиферы *Septabrunsiina* cf. *sibirica* Bog., *Endothyra cumisepta* Conil. et Lys. subsp. *donbassica* Brazhn., *E. corallovajasensis* (Voiz.), *E. tuberculata* Lip., *E. ex gr. latispiralis* Lip., *E. cf. inequalis* (Vdov.) f. *compressa*, *Septaglomospiranella compressa* Lip., *S. ex gr. primaeva* Raus., *S. kazakhstanica* Reitl., *S. cf. grozdilovae* Pojark., *Tournayella discoidea* Dain. f. *maxima*, *Pseudoplanoendothyra rotai* (Dain.), *Chernyshinella triangula* Lip., *C. paraglomiphormis* Lip., *Bisphaera elegans* Viss., *B. malevkensis* Bir., *Earlandia* ex gr. *vulgaris* Raus. et Reitl., *Palaeospiroplectommina* cf. *tchernyshinensis* (Lip.), надежно определяющих турнейский возраст вмещающих слоев.

Известняки хамамытской свиты имеют в сравнении с региональным фоном дефицит по большинству элементов-примесей, за исключением марганца. Для обломочных отложений якской свиты отмечено избыточное относительно фона содержание кобальта, в меньшей степени – титана, меди, олова и хрома.

Куранахская толща (C_1kr) на большей части территории согласно с постепенным переходом залегает на известняках хамамытской свиты, а на крайнем северо-востоке листа – со значительным несогласием и размывом налегает на разные горизонты девона и силура. Толща имеет трехчленное строение. Нижняя ее часть (250–300 м) образована чередованием (через 2–3 м) темно-серых глинистых известняков и пачек тонкого переслаивания этих известняков с темными аргиллитами, иногда кремнистыми. В средней части толщи (350–400 м) преобладают калькаренит-кальцилютитовые турбидиты, образованные многослоями типа T_a или $T_{a,b}$ цикла Боума толщиной 2–10 см. В турбидиты включены тела олистостромов (до 5–7 м) с обломками

известняков, доломитов, песчаников. Максимальное развитие олистостромы имеют на западном крыле Муолинской синклинали от руч. Муол до руч. Яркий, где их количество достигает 50 % объема пачки. В верхней части толщи (250–300 м) калькарениты чередуются с прослоями глинистых известняков и пачками их переслаивания с известковыми аргиллитами. Кровля толщи нигде не обнажена, верхняя ее часть сорвана субпослойными надвигами. Мощность толщи в пределах листа превышает 900–1 050 м.

На изученной территории толща фаунистически не охарактеризована, а на сопредельных с севера площадях (бассейн р. Тыры) из нее отобраны раннекаменноугольные (поздний турне-визе) фораминиферы [53].

Отложения куранахской толщи характеризуются избыточным в 1,5–4 раза в сравнении с региональным фоном накоплением титана, марганца, олова при фоновых или более низких содержаниях других элементов-примесей.

Овлачанская свита (C_{1ov}) имеет с подстилающими и перекрывающими отложениями тектонической границы. Свита закартирована в узких тектонических клиньях в юго-восточной части территории (от руч. Дикий к северу). Основную часть ее составляют черные и темно-серые известковые и песчанистые алевролиты, образующие толщу переслаивания с нечетко выраженными пачками (до 30 м). Отмечены редкие прослои кальцилутитов, в отдельных интервалах наблюдались конкреции марказита. Видимая мощность свиты около 400 м.

На площади листа из отложений свиты отобраны аммониты *Neoglyphioceras abramovi* Попов, датирующие визе-серпуховский возраст вмещающих отложений. С учетом лучше охарактеризованных палеонтологически разрезов стратотипической местности (бассейн р. Вост. Хандыга) возраст свиты принимается визейским.

Алевролиты овлачанской свиты имеют альбит-кварцевый состав обломочной части с акцессорным цирконом и новообразованиями хлорита, турмалина, серицита. Примесь известкового материала составляет до 30% пород, присутствует углеродисто-глинистое вещество.

Геохимические особенности овлачанской свиты аналогичны таковым куранахской толщ.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Хатынахская свита (C_{1-2ht}) закартирована в виде узкой почти непрерывной полосы от южной рамки листа (верховья руч. Дикий) до руч. Муол на севере. Нижняя граница свиты тектоническая. Свита сложена темно-серыми и черными алевролитами, песчанистыми алевролитами с горизонтами черных аргиллитов и серых, светло-серых полевошпатово-кварцевых алевропесчаников. В зонах динамометаморфизма последние имеют облик кварцитов. В низах свиты зафиксированы линзы олистостромов. Наблюдаемая мощность свиты до 350 м.

Фаунистические остатки в отложениях свиты на площади листа не обнаружены. На прилегающей с севера территории из нее отобраны ниже-среднекаменноугольные (серпуховский и башкирский ярусы) брахиоподы *Bailliena* ex gr. *nudymiensis* Sar., *Notatia* sp., *Balakhonia* sp. nov., *Ectochoistites* sp., *Dielasmatidae* [30].

Песчаники имеют существенно кварцевый или полевошпат-кварцевый состав с поровым углеродисто-глинисто-кальцитовым цементом. Новообразованные минералы – серицит, хлорит, турмалин, акцессорные – сфен, пирит.

Геохимически породы свиты характеризуются более высокими содержаниями элементов-примесей в сравнении с куранахской толщей и овлачанской свитой. Содержания молибдена, никеля, меди, титана, марганца, серебра в 2–5 раз превышают региональный фон.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Наталинская свита (C_{2nt}) согласно залегает на хатынахской и имеет аргиллит-алевролитовый состав. Свита относительно широкой (до 4,5 км) полосой прослеживается в юго-восточной части листа от левобережья руч. Чалбык у южной рамки до руч. Муол. В нижней части свиты преобладают черные и темно-серые алевролиты от мелко- до крупнозернистых. Для средней части свиты характерны циклиты регрессивного типа мощностью 20–70 м, в подошве которых залегают черные углеродисто-глинистые алевролиты и аргиллиты, а выше – разнозернистые алевролиты. Верхнюю часть свиты, как и нижнюю, слагают преимущественно разнозернистые темные алевролиты. Алевролиты местами содержат глинистые катыши и кремнисто-карбонатные стяжения до 20 см в диаметре. В породах верхней части свиты отмечена незначительная примесь пирокластического материала. Общая мощность наталинской свиты в пределах площади листа составляет 450–600 м.

Из отложений свиты собраны среднекаменноугольные пеллециподы *Anthraconiela oblonga*

Tschern., *Polidevcia costata* Muromz., *Edmondia mikonovi* Muromz. [30].

Обломочный материал алевролитов имеет альбит-кварцевый состав с примесью зерен глинистых известняков, кремнистых пород, аргиллитов. Цемент углеродисто-глинисто-карбонатный, иногда кремнистый. Акцессорные минералы представлены сфеном и турмалином.

По геохимическим особенностям породы наталинской свиты аналогичны хатынахским.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Экачанская свита (C_{2-3ek}) закартирована в юго-восточной части листа от широты руч. Муол до южной рамки. Выходы свиты образуют широкое (до 6 км) вытянутое к северу поле. Отложения экачанской свиты согласно залегают на наталинской свите и представлены в основном темно-серыми алевролитами и известковистыми алевролитами, содержащими в средней части разреза пласты темно-серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников и редкие линзы песчаных известняков. В алевролитах установлены глинисто-карбонатные, кремнисто-карбонатные и пиритовые конкреции до 15 см в диаметре. Видимая мощность свиты на площади листа более 900 м.

На изученной территории свита фаунистически охарактеризована остатками брахиопод *Cancrinella alazeica* Zav., *Lanipustula natalinensis* Abr. et Grig., *Rhynchopora arctica* Lichet et Einor, *Taimyrella* cf. *pseudoderwini* Einor, *Cleiothyridina* sp., *Eumetria* sp., *Spirifer ekatchanensis* Abr., *S. cancriniformis* (Tschern.), указывающими на средне-позднекаменноугольный возраст вмещающих слоев.

Песчаники экачанской свиты содержат в обломочной части кварц, альбит, измененный плагиоклаз, калиевый полевой шпат, обломки эффузивов, обогащенных магнетитом, а также кремнисто-гидрослюдистые породы. Цемент опал-гидрослюдистый с примесью карбонатного и углеродисто-фосфатного материала. По геохимическим особенностям породы экачанской свиты аналогичны хатынахской и наталинской свитам.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования покрывают почти сплошным плащом всю территорию листа. Они представлены различными генетическими типами и могут быть расчленены на отложения нижнего, среднего, верхнего неоплейстоцена, верхнего неоплейстоцена–голоцена и голоцена. Образования склонового ряда, формирование которых продолжается и в настоящее время, не подразделяются по возрасту.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

К образованиям нижнего звена относится *аллювий террасы* высотой 50–60 м (aI ; aQ_I), развитой в долине р. Белой ниже устья р. Бурхалы как на склонах самой долины р. Белой, так и на дне сквозной долины, проходящей по впадине оз. Талое (Мускель) и долине р. Трехгорки. Высота террасы колеблется и местами может превышать указанную величину. Аллювий террасы почти не сохранился и представлен рассеянным плащом валунов и гальки, а также редкими скоплениями рыхлого материала мощностью до 0,5 м, в редких случаях несколько больше [47].

Возраст данных образований определяется условно, исходя из высоты террасы, значительно превосходящей высоту террас, относимых к среднему звену.

Среднее звено

К среднему звену отнесен *аллювий террасы* высотой 20–40 м (aII ; aQ_{II}), которая развита в долинах рек Бурхалы и Белой. Аллювий представлен валунно-галечными отложениями очень небольшой мощности, достигающей 0,5–2,5 м [36].

Возраст данных отложений определяется их геоморфологическим положением; они залегают на более высоких и, следовательно, более древних террасах, чем террасы, относимые к верхнему неоплейстоцену–голоцену, и на более низких, т. е. более молодых террасах, чем 50–

60-м террасы, относимые нижнему звену.

Верхнее звено

К верхнему звену принадлежат образования ледникового комплекса, представленного ледниковыми и флювиогляциальными отложениями.

Ледниковые отложения (g_{III} ; gQ_{III}) имеют значительное распространение на территории листа. Они слагают водораздельную седловину в сквозной долине Левая Натали–Хариуз [36]. Ледниковые образования представлены валунно-галечным материалом различной окатанности с песчано-глинистым заполнителем и маломощными прослоями алевритов и суглинков. В составе валунно-галечного материала наблюдаются различные породы, развитые в пределах Сетте-Дабана и западной зоны Южно-Верхоянского синклинория, в небольшом количестве присутствуют валуны кислых эффузивов и гранитоидов. Мощность данных образований достигает 30 м.

Ледниковые образования были отложены ледниковым языком, продвинувшимся вверх по долине р. Левая Натали из долины р. Тыры.

К образованиям ледникового комплекса относятся также эрратические валуны и галька, пространственно тяготеющие к участкам развития ледниковых отложений и наблюдаемые на склонах долин реклевой и Правой Натали, Бурхалы вблизи восточной рамки листа и в долинах р. Белая и руч. Чалбык в юго-восточной части территории листа.

Отнесение ледниковых образований к верхнему звену определяется свежестью слагающего их материала, отсутствием перекрывающих их более молодых отложений и принадлежностью к тому же ледниковому комплексу, возраст которого на территории соседнего к югу листа (P-53-XXX) обосновывается радиоуглеродной датировкой $40\ 310 \pm 1\ 230$ лет (ЛУ-602).

Флювиогляциальные отложения (f_{III} ; fQ_{III}) слагают флювиогляциальные террасы, распространенные в долинах рек Бурхалы (в районе устья р. Нетопырь), Левой Натали и Белой. Высота террас и мощность их отложений непостоянны и достигают 40 м. Вещественный состав флювиогляциальных отложений изменчив и варьирует от алевритов и песков до крупного галечника и валунов.

Наиболее представительные разрезы флювиогляциальных отложений находятся в долине р. Левая Натали, где они образовались в связи с подпружением ее ледниковым языком, занимавшим долину реки [36]. По р. Левая Натали мощность флювиогляциальных отложений достигает 40 м. Нижняя часть разреза (до 5 м) представлена гравием, валунами и галькой хорошей окатанности с глинистым заполнителем. Наблюдаются прослойки темно-серого мелкозернистого полимиктового песка и темно-серой глины. Средняя часть разреза мощностью 6–15 м представляет собой темно-серые полимиктовые пески от мелкозернистых до крупнозернистых кослоистые с отдельными пропластками гравия и мелкой гальки, а также с прослоями темно-серых алевритов и глин мощностью до 3 м. Верхняя часть разреза мощностью до 16 м сложена галечниками с валунами и прослоями песков и песчаных алевритов.

В долине р. Белой, выше устья р. Дикий флювиогляциальные отложения слагают террасы высотой до 40 м. Разрез одной из них был описан вблизи устья р. Чалбык [51]. Сверху вниз обнажаются:

1. Почвенно-растительный слой.....	0,2 м
2. Валунно-галечные отложения, представленные уплощенной галькой осадочных пород с незначительным количеством валунов (до 0,6–0,8 м) гранитоидного и диоритового состава, цементированные темно-серым и черным песком.....	1,0–3,0 м
3. Щебень, мелкие валуны и галька песчаников, цементированные темно-серым и черным песком....	1,0 м
4. Песок мелко- и среднезернистый темно-серый, содержащий редкую уплощенную гальку алевритов, глинистых и песчано-глинистых сланцев, реже – песчаников различной зернистости.....	1,1 м
5. Песок темно-серый, до черного с мелким щебнем и слабо окатанной несортированной галькой черных сланцев.....	2,5 м
6. Песчано-щебенчатые отложения с редкой уплощенной галькой алевритов, глинистых и песчано-глинистых сланцев, реже – песчаников.....	4,1 м

Вскрытая мощность разреза 11,7 м.

Возраст флювиогляциальных образований определяется их принадлежностью к позднечетвертичному ледниковому комплексу.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Отложения данного возраста представлены аллювием низких (4–10 м) террас и пролювием.

Аллювий речных террас высотой 4–10 м (a_{III-H} ; aQ_{III-H}) пользуется относительно широким распространением. Террасы указанной высоты наблюдаются в долинах рек Белая, Бурхала, Сугджа, руч. Широкий, Хотун, Дим, Хариуз, Шалаш. Аллювиальные отложения представлены галечником с отдельными валунами, песками и суглинками. Их разрез был описан в долине руч. Хариуз, возле устья руч. Муза [36]. Здесь сверху вниз обнажаются:

1. Почвенно-растительный слой.....	0,3 м
2. Крупногалечные образования с гравием и крупнозернистым песком.....	1,4 м
3. Илы желтовато-серые.....	0,07 м
4. Среднегалечные образования с гравием и крупнозернистым песком.....	0,4 м
5. Илы серые, до черных.....	0,2 м
6. Мелкая галька с тонкозернистым глинистым песком.....	0,7 м
7. Хорошо окатанная галька с мелкозернистым песком.....	0,6 м
8. Тонкослоистые илы с растительным песком.....	0,3 м
9. Галька с песчано-гравийным цементом серого цвета.....	1,3 м
10. Тонкопараллельно- и линзовиднослоистые серо-зеленые илы с линзами песчано-глинистого бурого материала.....	0,5 м
11. Гравийно-галечные образования с песчано-глинистым заполнителем.....	0,4 м

Общая мощность рыхлых отложений 6,17 м, до 10 м на территории листа.

Возраст рассматриваемых образований определяется их геоморфологическим положением – они формировались непосредственно перед возникновением пойменных террас. Имеющиеся палинологические данные также указывают на их формирование в конце позднего неоплейстоцена или в начале голоцена [36]. Радиоуглеродный возраст древесины из отложений террасы р. Аллах-Юнь высотой 8 м на территории соседнего листа (P-54-XXV, 3 км ниже устья р. Анчи) был определен как $6\ 870 \pm 100$ лет (ЛГ-184).

Проллювиальные отложения (p_{III-H} ; pQ_{III-H}) развиты в устьевых частях небольших долин, слагая конусы выноса. Они представлены крупнообломочным и щебнистым материалом с супесчаным и суглинистым заполнителем. Занимаемые ими площади невелики и обычно не выражаются в масштабе карты. Исключение составляют конусы выноса, берущие начало на склонах долины руч. Хариуз в его верхнем течении и подпруживающие оз. Длинное. Мощность проллювиальных отложений составляет несколько метров, в отдельных случаях до 5 м [36].

Возраст данных образований определяется их геоморфологическим положением (в них вложены только пойменные террасы), а также свежестью аккумулятивного рельефа, хорошо различимого на аэрофотоснимках и свидетельствующего, что их формирование продолжается в настоящее время.

ГОЛОЦЕН

Голоцен представлен аллювиальными и аллювиально-проллювиальными, а также техногенными образованиями.

Аллювиальные отложения (a_H ; aQ_H) слагают пойменные террасы рек и выстилают русла всех водотоков. Состав их разнообразен и представлен преимущественно валунами, галькой, гравием и песком. Окатанность материала и степень его сортированности зависят от порядка водотока и колеблются в широких пределах от грубого слабо окатанного валунника и галечника на небольших ручьях до относительно хорошо окатанного и сортированного галечника с отдельными валунами на крупных реках (р. Белая, низовья р. Бурхалы). Мощность пойменной фации аллювия (преимущественно пески, алевроиты, суглинки с прослоями растительного детрита) колеблется от 0,5 до 30 м. Мощность русловой фации (в основном галечники с валунами) обычно составляет несколько метров, но в отдельных углублениях плотика может достигать десятков метров.

Голоценовый возраст отложений пойменных террас и русел определяется их геоморфологическим положением.

Аллювиально-проллювиальные отложения (ap_H ; apQ_H) развиты в долинах безымянных левых притоков руч. Трехгорка и на правом склоне долины р. Белой. Они представлены грубыми валунно-галечными образованиями с песчаным и супесчаным заполнителем. Мощность данных образований достигает 10 м.

Возраст аллювиально-проллювиальных отложений определяется их геоморфологическим положением – они плавно сочленяются с пойменными террасами и, очевидно, одновозрастны с ними. О том, что это современные, формирующиеся в настоящее время отложения, свидетельствует характерный «струйчатый» рисунок, образуемый ими на аэрофотоснимках.

Техногенные образования (t_H ; tQ_H) представляют собой отвалы, образовавшиеся при разра-

ботке россыпей золота. Они представлены валунами, галькой, гравием, щебнем, дресвой, сформированными за счет переработки аллювиальных отложений. Они распространены, в основном, по притокам р. Белой. Мощность их достигает 20 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Элювиально-делювиальные отложения (ed), представленные глыбами, щебнем, дресвой, супесями и суглинками, залегают на субгоризонтальных и слабонаклонных поверхностях вершин и выположенных склонов. Их мощность достигает 3–4 м.

Коллювиальные отложения (с) распространены на крутых участках склонов и сложены глыбами и щебнем. Их мощность достигает 2–3 м.

Коллювиально-делювиальные отложения (cd) покрывают склоны умеренной крутизны и образованы глыбами, щебнем, супесями и суглинками. Мощность их до 5 м.

Делювиально-солифлюкционные отложения (ds) развиты на пологих склонах и представлены глинами, суглинками, супесями с глыбами и щебнем. Их мощность у подножья склонов достигает 10 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

Плутонические образования в изученном районе представлены породами основного состава нормального и умереннощелочного ряда, слагающими силлы и дайки базальт-долеритовой и габбро-долеритовой формаций. Они образуют магматические комплексы позднерифейского, вендского, средне-позднеордовикского, девонского и раннекаменноугольного возрастов.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Распространены локально на юго-западе территории среди рифейских толщ Кыллахской зоны и представлены улаханбамским долеритовым комплексом.

Улаханбамский комплекс долеритовый слагает одиночные силлы и дайки долеритов ($\beta\text{RF}_3\mu$), прорывающие отложения от мускельской свиты среднего рифея до гренской свиты верхнего рифея на восточном крыле Горностахской антиклинали (бассейн р. Белой). Мощность тел колеблется от 1–2 до 15–20 м, при протяженности от нескольких сотен метров до 8 км.

Дайки ориентированы в северо-северо-восточном или северо-северо-западном направлении; одна из них с размывом перекрывается отложениями начарской свиты венда (левобережье р. Белой). Зоны контактового воздействия силлов и даек хорошо выражены; характер их зависит от мощности интрузивного тела и состава вмещающих пород. Терригенные породы ороговикованы, включают новообразования хлорита, эпидота, серицита, биотита. Известняки и доломиты в той или иной степени мраморизованы. Мощность зон контактового метаморфизма варьирует от нескольких сантиметров до первых метров.

Силлы смяты в складки согласно с вмещающими породами и рассечены разрывными нарушениями. В геофизических полях они не фиксируются в связи с небольшим объемом интрузивной массы.

По составу интрузии комплекса практически не дифференцированы. Тела мощностью до 4–5 м сложены мелкокристаллическими долеритами зеленого и серо-зеленого цвета, в центральных частях более мощных тел встречаются участки с средне- и крупнозернистыми породами.

Долериты характеризуются офитовой, реже пойкилоофитовой структурой и массивной текстурой. Они сложены (в %): плагиоклазом (лабрадор) (40–50), пироксеном (авгит) (30–40), кварцем (1–5), ильменитом (до 5); акцессорные – апатит, редко – циркон. Встречаются оливинные разновидности долеритов (оливин – до 3–5).

Вторичные изменения выражены зеленокаменными преобразованиями, проявившимися в сосюритизации, хлоритизации и карбонатизации основных породообразующих минералов; ильменит часто лейкоксенизирован.

Химический и микроэлементный состав пород улаханбамского комплекса наиболее представительно изучен на прилегающей с юга территории, в бассейне рр. Сахара, Акра (лист Р-53-XXX, второе издание). Долеритам свойственны невысокие содержания TiO_2 (0,72–1,93 %), нормальная щелочность (обычно <3–3,5 % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) при калиево-натриевой специализации, повышенные по сравнению с литосферным кларком для базальтов значения Y, V, Sc, Eu, Yb и заметная недосыщенность Nb, Sc, Ba, Cr, Ni, La и некоторыми лантаноидами (Ce, Nd, Sm). На диаграммах La–Nb и La–Zr (рис. 2) долериты улаханбамского комплекса образуют четко ограниченное поле, частично совпадающее (по La–Zr отношению) с полем фаменских базальтов.

Позднерифейский возраст комплекса основывается на несогласном налегании на слагающие его образования вендских отложений (левобережье р. Белой, бассейны рр. Сахара, Акры) и подтверждается на соседних к югу территориях (листы Р-53-XXX; XXXVI, второе издание) радиологическими датировками. Так, в бассейне р. Сахары долериты из силла в основании улаханбамской свиты охарактеризованы цифрами в $950\pm 38,0$; $850\pm 8,5$ и $758\pm 5,3$ млн лет, полученными К-Аг методом по валу [33]. Возраст этих же пород, определенный U-Pb методом по

бадделеиту, дал значения в $1\,005,5 \pm 4,3$ млн лет [11, 29]. Из силла долеритов в отложениях саларской свиты (р. Аллах-Юнь) тем же методом получены определения в $974,2 \pm 7,0$ млн лет. Близкие цифры (942 ± 18 млн лет) характеризуют возраст долеритов из силлов в отложениях улаханбамской (кандыкской) свиты по р. Юдоме [13], полученные Sm-Nd методом (изохрона по трем точкам). Приведенные данные с высокой степенью достоверности свидетельствуют о формировании пород улаханбамского комплекса в начале позднего рифея.

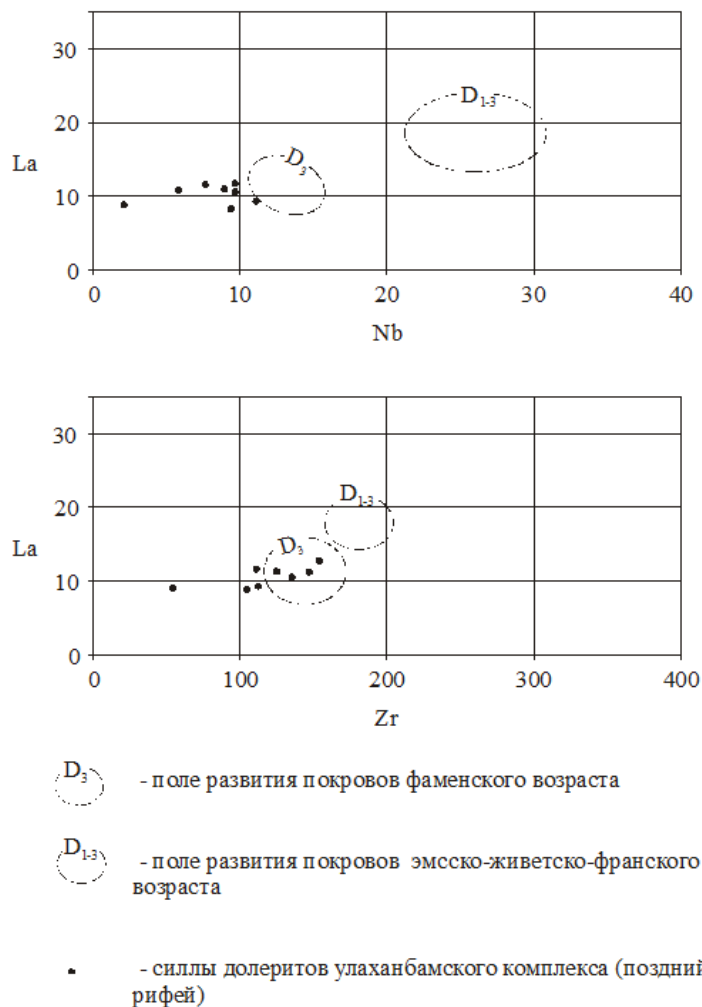


Рис. 2. Распределение мафических плутонических образований рифея и базальтов девона на диаграммах La-Nb и La-Zr.

ВЕНДСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Распространены на западной части территории листа и представлены горбинским долеритовым комплексом, петротипический район которого расположен к югу от р. Юдомы, в бассейне р. Горби.

Горбинский комплекс долеритовый формируют дайки долеритов (βVg), ориентированные в близширотном направлении. Они прорывают отложения рифея, а в истоках руч. Салар (правый приток р. Белой) породы нижнего венда (начарская, яланская свиты). Дайки имеют крутое падение ($75-85^\circ$), мощность до 10–15 м и протяженность в 1–8 км. В их приконтактных зонах вмещающие карбонатные породы мраморизованы, а алевролиты и песчаники – ороговикованы.

Долериты горбинского комплекса по минеральному составу и структурно-текстурным особенностям весьма похожи на аналогичные образования позднерифейского возраста. Они сложены плагиоклазом и пироксеном с заметным количеством рудного минерала (до 10 %), кварца (2–3 %), единичными зернами оливина. Вторичные изменения представлены окварцеванием, хлоритизацией, эпидотизацией. Среди вторичных минералов обычны хлорит, серицит, эпидот, идингсит, лейкоксен, пренит, уралит.

Химические составы долеритов горбинского комплекса представлены в приложении 12 (табл. 1), где приведены также сведения по прилегающим районам. По сравнению с позднери-

фейскими долеритами они несколько обогащены TiO_2 (1,55–3,05 %) и щелочами (до 3,5–5 %), что позволяет относить их к умереннощелочному ряду. Определение ряда элементов (Rb, Sr, Zr, Y, U, Pb, Th, Nb, Ba, Cr, Co, Ni, V, Se, La) для нескольких даек бассейна р. Белой показало варьирующие их содержания по отношению к позднерифейским долеритам (рис. 2).

Вендский возраст пород комплекса определяется геологическими данными. В верховьях руч. Салар (правый приток р. Белая) закартировано пересечение широтной дайкой долеритов отложений начарской и яланской свит [47]. В стратотипическом районе (р. Горби) А. Е. Соболевым [15] установлено несогласное налегание верхневендских отложений (усть-юдомская свита) на субширотно ориентированные дайки долеритов, пересекающие верхнерифейские и нижневендские толщи. Таким образом, время формирования горбинского комплекса является, скорее всего, вендским (возможно, поздневендским).

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Представлены суордахским долеритовым комплексом, выделяемым впервые. Петротип комплекса расположен у южной границы листа по р. Белой, напротив устья руч. Суордах.

Суордахский комплекс долеритовый образован силлами, иногда пологосекущими дайками долеритов ($\beta O_{2-3}S$), локализованными в отложениях нижней части венда (начарской, яланской, малской и токурской свит). Они узкой полосой прослеживаются вдоль сочленения Кыллахской и Сетте-Дабанской зон от р. Белой до руч. Восточный. Их единичные тела установлены на севере территории, в междуречье Сугджи–Сытыгана. Ранее эти тела совместно с расположенными в прилегающей части Сетте-Дабанской зоны силлами долеритов в кембрийских отложениях относились к белореченскому комплексу [3], возраст которого считался ранне-, либо среднепалеозойским. Однако различное структурное положение, резкая обособленность по химическому составу и геохимической специализации долеритов в вендских отложениях позволяет считать их самостоятельными образованиями. Насчитывается от 2 до 3 тел, залегающих на разных стратиграфических уровнях. Мощность их варьирует от 2 до 15 м, достигая в раздувах 25–30 м при протяженности до 10 км. Контакты с вмещающими отложениями ровные, резкие. Карбонатные породы перекристаллизованы, иногда с образованием мраморов, терригенные – ороговикованы. Мощность зон контактового метаморфизма до 2–3 м.

Долериты сложены (в %): авгитом, титан-авгитом (25–45), основным плагиоклазом (40–60), кварцем (до 3), титаномagnetитом, оливином (0–15), ильменитом. Акцессорные – апатит, циркон, сфен. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, карбонатом, иногда амфиболом, биотитом. Структура меняется от пегматоидной, офитовой до толеитовой.

Химические составы и геохимическая характеристика долеритов комплекса приведены в приложении 12 (табл. 2), где использованы материалы не только по территории петротипа, но и соседнего к югу района (рр. Сахара–Акра). По сумме щелочей они относятся к умереннощелочным разностям с калиево-натриевой специализацией. Характерны высокие содержания TiO_2 (2,89–3,96 %), P_2O_5 (до 1 %). Высокие и повышенные по сравнению с литосферным кларком концентрации Zr, Ba, Y, V, Nb, La и лантаноидов, а также Yb, Hf, Ta резко отличают их от рифейских, вендских долеритов и сближают с ультраосновными и щелочно-мафитовыми породами лединского комплекса (рис. 2).

Возраст долеритов суордахского комплекса определен U-Pb методом по бадделеиту в лаборатории Университета провинции Альберта (Эдмонт, Канада) и составляет 445 млн лет, что принимается нами за верхний возрастной предел, соответствующий примерно границе среднего и позднего ордовика.

ДЕВОНСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Девонские интрузивные образования представлены сеттедабанским габбро-долеритовым комплексом. Девонские силлы и дайки распространены наиболее широко и приурочены большей частью к центральной и восточной частям исследуемой территории. На западе, в пределах Кыллахской зоны, встречаются только дайки.

Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый по особенностям состава, геохимической специализации, морфологии тел и приуроченности их к определенным частям стратиграфического разреза, до некоторой степени условно, разделяется на две фазы.

Первая фаза сеттедабанского комплекса представлена силлами и пологосекущими залежами долеритов ($\beta D_{1-3}sd_1$), локализующимися на двух стратиграфических уровнях: в нижнем–среднем кембрии (суордахская толща, акринская и качелкуанская свиты) и в верхнем кембрии–

нижнем ордовике (тисовская, билахская, атырбахская свиты и нижняя часть саккырырской свиты). Они образуют два ареала развития. Первый распространен в центральной части листа, вблизи западной границы Сетте-Дабанской зоны в полосе шириной 2–4 км среди отложений нижнего и среднего кембрия. Здесь тела образуют многоэтажные залежи из 5–10, иногда 15 силлов мощностью в 3–40 м. Протяженность их достигает здесь 40–50 км и больше. Второй ареал расположен на юго-востоке территории (бассейн р. Белой), где силлы первой фазы локализируются, главным образом, в породах верхнего кембрия и нижнего ордовика, слагая ансамбли из 3–8 залежей.

Вторая фаза сеттедабанского комплекса представлена меридионально ориентированными дайками долеритов (βD_3sd_2), наиболее широко распространенными на западе района, в границах Кыллахской зоны. Здесь они залегают среди рифейских и вендских отложений, образуя крутопадающие ($70-90^\circ$) плитообразные тела мощностью до 15–20 м и протяженностью до 40 км. Они пересекают субширотные вендские дайки горбинского комплекса. Единичные дайки отнесенные к второй фазе сеттедабанского комплекса, установлены в центральной части листа, вблизи р. Белой среди отложений от верхнего кембрия до среднего ордовика–силура. Они имеют разные углы падения, ориентируясь близнормально к вмещающим их слоям, что подчеркивает их доскладчатый характер.

Нерасчлененные образования сеттедабанского комплекса представлены меридионально ориентированными дайками долеритов (βD_1-C_1sd), часть из которых, возможно, является пологосекущими телами. Они локализованы среди отложений Сетте-Дабанской зоны в интервале от кембрия до силура, где образуют крутопадающие плитообразные тела мощностью 10–20 м и протяженностью от 0,5–6 до 10–18 км. Количество их отчетливо растет в северном направлении.

Контакты интрузивных тел сеттедабанского комплекса с вмещающими породами четкие, ровные, иногда извилистые и волнистые. В зависимости от мощности тел и типа вмещающих пород ширина зон контактового ореола колеблется от 1–1,5 до 5–8 м. В них наблюдаются перекристаллизация, доломитизация, хлоритизация, актинолитизация, серицитизация вмещающих пород.

Долериты, оливиновые долериты, слагающие силлы и дайки, состоят, главным образом, из основного (лабрадор) или среднего (андезин) плагиоклаза (40–60 %), моноклинного пироксена (авгит, диопсид-геденбергит, эгирин-авгит, эгирин-диопсид) (до 50 %) с подчиненным количеством оливина (0–12 %), кварца. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, рутилом, ортитом; рудные – пиритом, пирротинном, ильменитом, титаномагнетитом. Структура пород офитовая, пойкилофитовая.

Долериты обычно зеленокаменно изменены, пропилитизированы, на участках золоторудной минерализации – переработаны в эйситы. По плагиоклазу развиваются агрегаты соссурита, пироксен замещается хлоритом, эпидотом, амфиболом, ильменит и титаномагнетит лейкоксенизируются. Эйситы образуют среди долеритов метасоматические тела неправильной формы бурого или буро-серого цвета, состоящие из альбита, анкерита, кварца, серицита с примесью апатита, рутила, монацита. Наибольшим вторичным преобразованиям подверглись дайки и силлы Сетте-Дабанской зоны. В Кыллахской зоне дайки изменены значительно слабее, сохраняя нередко достаточно свежий облик.

Химический состав и геохимическая характеристика долеритов сеттедабанского комплекса приведены в приложении 12 (табл. 3), где для представительности показаны анализы долеритов первой фазы по району, непосредственно примыкающему к южной границе изученной территории (лист Р-53-XXX).

Достаточно заметные различия устанавливаются для долеритов первой фазы, размещенных среди ниже-среднекембрийских и верхнекембрийских–нижнеордовикских отложений (прил. 12, табл. 3). При нормальном содержании щелочей долериты «нижнего» уровня имеют калиево-натриевую специализацию, а «верхнего» – отчетливо натриевую. Кроме того, в долеритах «верхнего» уровня число анализов с суммой щелочей около 4 % (умереннощелочные разновидности) заметно возрастает. Весьма существенно отличаются породы обеих уровней по Sr/Rb отношению, по концентрациям и отношению Cr/Ni. На диаграммах La–Nb и La–Zr (рис. 3) они занимают существенно различные поля. В целом же, долеритам первой фазы свойственны близкие к нормальным содержания окислов и незначительные отклонения от литосферного кларка большинства элементов. Исключения составляют Pb, Ba, Cr, Ni, иногда Sr, Rb (недосыщенные), а также Y, V, Eu, Yb, Hf (пересыщенные).

Долериты второй фазы (прил. 12, табл. 3) по своим петрохимическим данным похожи на долериты силлов «нижнего» уровня первой фазы комплекса, но по сравнению с последними заметно обеднены Nb, La, Ce, Nd, Sm, Eu и Ta. На диаграммах La–Nb, La–Zr они обособлены от

преобладающего поля развития долеритов первой фазы (рис. 3).

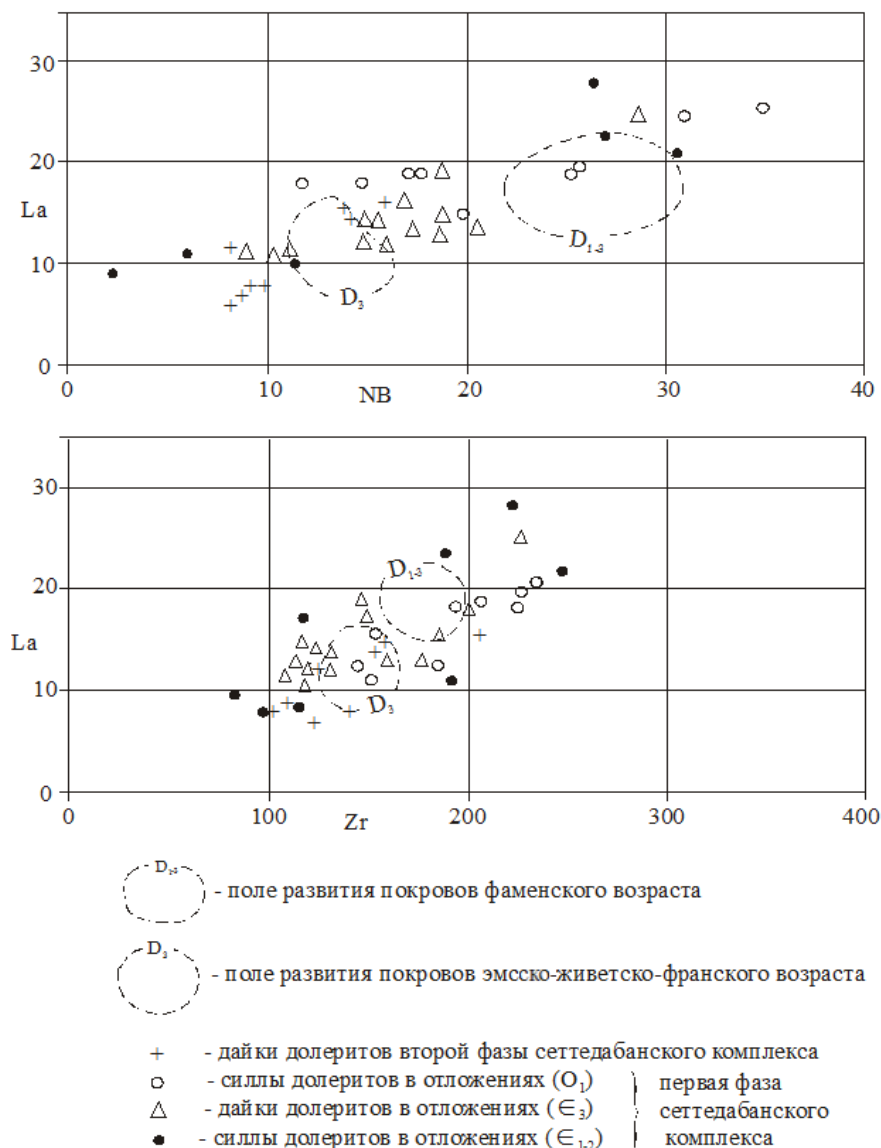


Рис. 3. Распределение силлов и даек долеритов сеттедабанского комплекса на диаграммах La-Nb и La-Zr.

Долериты нерасчлененного комплекса имеют нормальное содержание щелочей (обычно меньше 4 %) при четко выраженной натриевой специализации. В целом, им свойственна несколько большая титанистость, чем породам первой и второй фаз (прил. 12, табл. 3).

Имеющиеся геологические и радиоизотопные датировки пород сеттедабанского комплекса недостаточны для определения времени их формирования. Последние дают большой разброс цифр (десятки, иногда сотни млн лет) и выполнены, главным образом, К-Аг методом по валу, что не отвечает современным требованиям проведения радиогеохронологических исследований. Большинство исследователей предполагает генетическая связь рассматриваемых образований с девонскими умереннощелочными базальтами, развитыми как на изученной территории, так и наиболее широко к северу от нее (бассейн р. Вост. Хандыги), где установлены вулканиты эмско-живетского, франского, фаменского и раннекаменноугольного возрастов. Геохимическая характеристика девонских базальтов еще далеко недостаточна, но имеющиеся данные показывают, что по ряду параметров (отношения La/Nb, La/Zr, Nb/Zr и других) намечается достаточно четкое разделение эмско-живетских, франских вулканитов с одной стороны, и фаменских – с другой (рис. 3). Аналогичные различия устанавливаются при сравнении распределения содержаний нормализованных к хондриту редкоземельных элементов (рис. 4). Анализ отношений наиболее коррелятивных элементов (La-Nb, La-Zr) и формы кривых распределения РЗЭ в девонских покровых и интрузивных породах сеттедабанского комплекса (рис. 3, 4) показывает, что долериты второй фазы по своим геохимическим характеристикам ближе всего отвечают

фаменским покровам. На диаграммах La–Nb и La–Zr долериты первой фазы размещаются как в полях развития девонских базальтов, так и за их пределами, а форма их кривых распределения РЗЭ (рис. 4) оказывается ближе к живецко-франским покровам. Правда, форма кривой одного из силлов явно близка к форме кривой базальтов фамена. Исходя из приведенных данных, возраст пород первой фазы достаточно условно принимается как ранне-позднедевонский. Весьма вероятно, что к данной фазе могли быть отнесены разновозрастные образования, в том числе более древние, чем девонские. Время формирования пород нерасчлененного комплекса принимается девонско-раннекаменноугольным с учетом возможной их связи с аналогичными по возрасту базальтами джалканской серии (р. Вост. Хандыга).

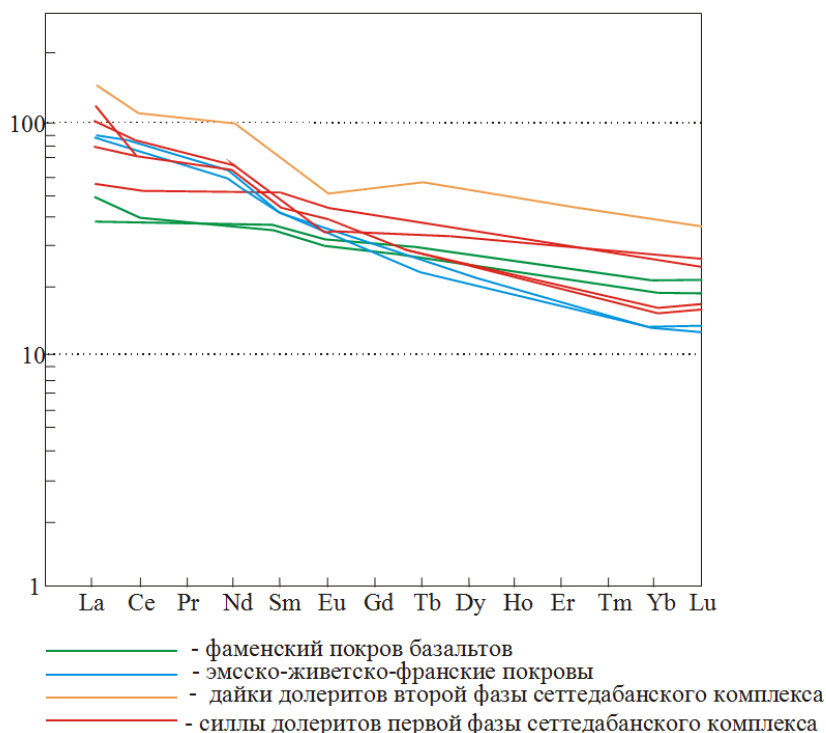


Рис. 4. Диаграмма содержания нормализованных к хондриту редкоземельных элементов в девонских покровах и интрузивных телах сеттедабанского комплекса.

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Представлены ольчанским долеритовым комплексом.

Ольчанский комплекс долеритовый имеет весьма ограниченное распространение и установлен в виде единичных даек и силлоподобных тел долеритов ($\beta\text{C,ol}$) среди нижнекаменноугольных отложений (куранахская толща) междуречья Бурхалы–Муола. Тела ориентированы, в целом, согласно с простираем вмещающих пород, имеют протяженность до 1,5 км и мощность до 5 м. Залегают они близвертикально, иногда с падением на запад под углом 70–80°.

Долериты имеют зелено-серую окраску, мелкокристаллическую структуру, массивную текстуру. По минеральному и химическому составу они идентичны долеритам сеттедабанского комплекса, отличаясь от последних более сильными вторичными изменениями, связанными с интенсивной серицитизацией плагиоклазов.

Раннекаменноугольный возраст пород ольчанского комплекса достаточно условен и основывается на геологических данных. Слагающие его долериты интродуцируют отложения турнейского и визейского ярусов (куранахская толща) и отсутствуют в покрывающих терригенных образованиях верхоянского комплекса.

Представленные материалы позволяют наметить следующие основные закономерности и особенности строения развитых в районе магматических образований:

1. Среди магматических комплексов преобладающая роль принадлежит девонским мафитам.

2. Большинство интрузивных тел ориентировано в субмеридиональном направлении, согласно с общим простираем структур территории. Вендские дайки (горбинский комплекс) имеют близширотную ориентировку, что резко выделяет их среди магматических образований

региона.

3. Практически для всех комплексов, за исключением горбинского, устанавливается нарастание интенсивности магматизма с запада к центральным участкам территории, отвечающим в современном структурном плане Сетте-Дабанской складчато-надвиговой зоне. В меридиональном направлении наблюдается другая закономерность. Для улаханбамского комплекса объем магматического материала увеличивается с севера на юг, а для сеттедабанского и ольчанского – с юга на север.

4. Основной объем девонских мафитов приурочен к Сетте-Дабанской зоне. В пределах последней силлы и пологосекущие залежи сеттедабанского комплекса концентрируются по ее западной и восточной периферии, а дайки резко доминируют в центральных районах. Аналогичная смена согласных и субсогласных тел секущими намечается с юга на север.

Широкое развитие на рассматриваемой территории разновозрастных мафических образований нормального и умереннощелочного ряда указывают на большое участие в истории региона процессов рифтогенеза, неоднократно проявлявшихся в течение огромного промежутка времени от позднего рифея до среднего палеозоя. Перечисленные выше особенности строения и размещения в пространстве магматических комплексов свидетельствуют о существенном различии в палеоструктурных обстановках тех или иных периодов и этапов развития рифтогенных процессов.

ТЕКТОНИКА

Рассматриваемая территория входит в состав Верхояно-Колымской складчатой системы, основной структурный план которой был сформирован в позднемезозойскую орогеническую эпоху. В пределах изученного района расположены части трех крупных региональных тектонических подразделений Южного Верхоянья: Кыллахской зоны переходной складчатости, Сетте-Дабанской складчато-надвиговой зоны и Южно-Верхоянского синклинория. Первая зона нередко выделялась под названием Кыллахского (Юдомо-Майского) складчато-глыбового поднятия, вторая – Сетте-Дабанского горст-антиклинория [26, 58, 59 и др.].

Каждой из трех перечисленных структур наряду с общими чертами свойственны определенный деформационный стиль, достаточно различный набор формаций, специфические особенности развития. С этих позиций их можно рассматривать как структурно-формационные зоны. Границами данных региональных подразделений служат зоны надвигов и надвиги субпослойного типа, образующие подошвы сложно построенных чешуйчатых веерообразных структур.

Гравитационное поле района характеризуется меридиональной или северо-северо-западной ориентировкой изоаномал, совпадающей, в целом, с направлением структур или секущей их под острым углом, общей тенденцией уменьшения его среднего уровня с запада на восток, мозаикой локальных аномалий различного простирания. Уменьшение значений поля происходит скачкообразно, что на схеме гравитационных аномалий отражается сгущением изоаномал. Гравитационные ступени располагаются вблизи границ зон, либо смещены относительно них на восток. Наиболее высокий средний уровень значений отвечает Кыллахской и западной части Сетте-Дабанской зон, наименьший – северо-восточной части Сетте-Дабанской зоны и Южно-Верхоянскому синклинорию.

В аномальном магнитном поле исследованный район распадается на три части – западную, восточную и юго-восточную, в целом совпадающими в современном структурном плане соответственно с Кыллахской, Сетте-Дабанской зонами и Южно-Верхоянским синклинорием. Западную часть характеризуют положительные значения $(\Delta T)_a$ или миллиэрстэд, достигающие 260–270 нТл или 3–3,5 мэ. На этом фоне выделяются отдельные разноориентированные аномалии амплитудой 10–30 нТл или до 0,5–1 мэ, имеющие изометричную или овальную форму. Восточную часть листа характеризуют также положительные значения аномального магнитного поля, изолинии которого ориентированы в северо-северо-восточном направлении и плавно понижаются на восток до нулевых отметок. На юго-востоке обособляется узкая магнитная положительная аномалия амплитудой в 130–140 нТл, обусловленная наличием в разрезе палеозойских отложений покрова девонских базальтов. Юго-восточная часть листа, отвечающая фрагменту Южно-Верхоянского синклинория, имеет спокойное магнитное поле с величиной $(\Delta T)_a$, приближающейся к нулевым значениям и низкими градиентами.

Основные вопросы тектоники района нашли отражение в работах К. Б. Мокшанцева, Г. С. Гусева, В. А. Ян-Жин-Шина [26] и других.

КЫЛЛАХСКАЯ ЗОНА ПЕРЕХОДНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Расположена в западной части рассматриваемой территории и отделена от Сетте-Дабанской зоны Крайней зоной субпослойных надвигов. Ее современный структурный план в границах листа относительно прост. Основу его составляет *Горностахская антиклиналь*, сложенная отложениями рифея, венда и представленная в рамках изученного района своим сводом, восточным крылом и северным замыканием. Ось ее ориентирована в северо-северо-восточном направлении. Это брахиформная складка с широким, пологим сводом и достаточно крутым (30–50°) восточным крылом, замыкающаяся в бассейне р. Сугджа. В присводовой части западного крыла углы залегания слоев, как и на южной периклинали, не превышают 10–15°, редко – до

20–30°. Ядро антиклинали осложнено меридиональным Светлинским сбросом, по которому восточное крыло опущено на 100–250 м. На восточном крыле отмечен взброс с восточным падением сместителя и амплитудой перемещения 200–300 м, который деформирует отложения верхнего рифея, не затрагивая вышележащие вендские образования.

На северо-западе листа Кыллахская зона представлена восточным крылом *Кербинской синклинали*, ось которой расположена западнее рассматриваемой территории. Она выполнена кембрийскими отложениями и от Горностахской антиклинали отделена серией пологих взбросов, переходящих в надвиги, сместители которых падают на восток. Углы падения слоев на крыле синклинали варьируют в пределах 10–20°, обрисовывая иногда пологие, осложняющие складки.

В строении Кыллахской зоны на территории листа принимают участие следующие структурные этажи, рассматриваемые как структурно-вещественные выражения тектоно-магматических циклов или циклов Уилсона: нижнерифейский, средне-верхнерифейский, верхнерифейский (байкальский) и вендско-нижнепалеозойский (каледонский). Границы их определяются региональными несогласиями, приобретающими на некоторых участках характер структурного, и эволюционным рядом формаций, маркирующим закономерную последовательность геодинамических палеообстановок – от рифтогенных, пассивноокраинных до коллизионных. Принимается во внимание и временной фактор (длительность формирования этажа).

Нижнерифейский структурный этаж обнажается в ядре Горностахской антиклинали и представлен пассивноокраинными (шельфовыми) формациями – алевролит-аргиллитовой углеродистой внизу (пионерская свита) и терригенно-карбонатной (доломитовой) –верху (трехгорная, димская и белоречинская свиты). Его нижняя граница не обнажена, верхняя определяется предсреднерифейским структурным (угловым и азимутальным) несогласием, прекрасно вскрытым по левым и правым притокам р. Белой. Разница в углах падения и простираения слоев в нижнерифейском и вышележащем этажах достигает 15–25°, величина несогласия и его амплитуда растут на восток. В границах листа на современном срезе нижнерифейский структурный план представлен пологой антиклиналью, ось которой ориентирована под углом в 10–15° к современной оси Горностахской антиклинали и смещена относительно последней к востоку на 2–3 км. Можно предполагать присутствие в рассматриваемом этаже тел ультрабазитов, на что указывает наличие в основании базальных слоев среднего рифея горизонта с хромитами, хромшпинелидами. Видимая мощность нижнерифейского этажа составляет около 2 000 м.

Средне-верхнерифейский структурный этаж развит в современном эрозионном срезе наиболее широко. В строении его выделяются два структурных яруса, разделенные региональным стратиграфическим несогласием в подошве бикской свиты среднего рифея. Нижний ярус отвечает времени формирования аймчанской серии, образованной трансгрессивной последовательностью формаций (снизу вверх): алевролит-песчаниковой (талынская свита) и аргиллит-алевролит-доломитовой (светлинская свита). Обилие кварц-песчаного материала, содержащего осадочную хромитовую и железорудную минерализацию (тяжелый шлик), наличие пестроцветных горизонтов, широкое развитие водорослевых (строматолитовых) органогенных построек свидетельствуют об образовании формаций в прибрежной (пляжевой) и мелководно-морской зоне шельфа. Мощность яруса составляет 550–750 м.

Верхний структурный ярус объединяет отложения от бикской свиты среднего рифея до улаханбамской свиты верхнего рифея и образует трансгрессивно-регрессивный ряд формаций, состоящий из трех последовательно сменяющихся в разрезе структурно-вещественных комплексов определенных геодинамических обстановок (геодинамические комплексы по Г. С. Гусеву): дельтового, шельфового (карбонатной платформы) и коллизионного. Первые два отвечают условиям пассивной континентальной окраины, последний, скорее всего, – внешнему (приплатформенному) крылу краевого (передового) прогиба.

Дельтовый комплекс представлен песчаниково-алевролитовой пестроцветной формацией (бикская и мускульская свиты), сложенной в своей большей части рециклически построенными пачками, маркирующими дельтовый тип осадконакопления. Характерные признаки последнего в верхней части комплекса практически исчезают, свидетельствуя о нарастании условий шельфовой обстановки. Мощность дельтового комплекса составляет 720–830 м.

Шельфовый комплекс карбонатной платформы завершает трансгрессивную часть разреза верхнего структурного яруса и образован (снизу вверх) карбонатной органогенной (малгинская, фирская свиты) и аргиллит-карбонатной органогенной (лахандинская подсерия) формациями, суммарной мощностью около 2 000 м. Его внутреннее строение достаточно сложное; он образован трансгрессивно построенными циклитами более высокого ранга, отвечающими некоторым свитам (вильская, эльдиканская, саларская) или их частям.

Выделение коллизионного комплекса в определенной мере условно; оно основано на резкой

смене, по сравнению с нижележащими образованиями, его структурно-вещественных характеристик и общим положением в разрезе структурного этажа, завершающим эволюционный (вертикальный) формационный ряд последнего. Отложения комплекса согласно сменяют шельфовые образования карбонатной платформы и отделены от вышележащего структурного этажа поверхностью регионального стратиграфического (географического) несогласия. По своему строению они напоминают нижнюю (морскую) молассу и представлены алевролит-песчаниковой формацией (улаханбамская свита), имеющей в целом регрессивный тип строения и состоящей из рециклически построенных пачек разного масштаба и ранга. В рамках исследованной территории комплекс развит на восточном крыле и северной периклинали Горностахской антиклинали, где мощность его достигает 500–550 м.

Общая мощность верхнего структурного яруса составляет 3,0–3,5 км, а всего средне-верхнерифейского этажа – 4,0 км. Длительность его формирования – 350–400 млн лет.

Верхнерифейский (байкальский) структурный этаж развит на территории листа локально; он установлен на восточном крыле *Горностахской антиклинали* (междуречье Дим–Салар), на остальных участках уничтожен предвендским размывом. Предвендское несогласие, ограничивающее байкальский этаж сверху, имеет характер структурного, что особенно наглядно проявлено южнее рассматриваемой территории (бассейн р. Акры, лист Р-53-XXX). Здесь вендские слои «запечатывают» сложную (складчато-надвиговую) структуру в средне-верхнерифейских образованиях и имеют с последними резкие различия в углах залегания и ориентировке слоев, составляющими 25–40°, иногда до 70–90°.

Байкальский этаж на площади листа представлен рифтогенным геодинамическим комплексом, которому отвечают отложения малосахаринской свиты. Рифтогенная природа последних устанавливается с учетом материалов по соседним площадям, где к малосахаринской и подстилающей ее рябиновской свитам (хр. Улахан-Бам) приурочены многочисленные покровы базальтов натриевого типа [18]. В рассматриваемом районе этим базальтам синхронна базальт-долеритовая формация, представленная силлами и дайками долеритов улаханбамского комплекса. Осадочная компонента рифтогенного комплекса образована классическими турбидитами, слагающими алевролит-песчаниковую граувакковую формацию. Примечательно присутствие в ней кроме кварц-полевошпатового материала обломков изверженных пород основного состава, что свидетельствует, скорее всего, о синхронном осадконакоплению субаэральном вулканизме мафического типа, маркирующем плечи древнего рифта. Турбидитовый характер отложений указывает на формирование их в условиях склоновых фаций рифтовой долины. Мощность рифтогенного комплекса в границах листа составляет 400 м.

Южнее, на Сахаро–Акринском, Юдомо–Аллах-Юньском междуречьях (листы Р-53-XXX, XXXVI), объем байкальского этажа нарастает за счет появления образований пассивноукраинского типа (джоронская, далындинская свита). Общая его мощность здесь достигает 1 000 м. Время формирования отвечает интервалу от 950–1 000 до 600–650 млн лет.

Вендско-нижнепалеозойский (каледонский) структурный этаж развит узкой полосой (до 2–3 км) на сочленении Кыллахской и Сетте-Дабанской зон и более широко – на северо-западе листа. В его строении участвуют три геодинамических комплекса – собственно рифтогенный, сложного строения, в который объединены образования рифтогенные и специфической карбонатной платформы (карбонатная платформа рифтогенного типа) и пассивной континентальной окраины.

Собственно рифтогенному комплексу отвечает нижневендская начарская свита, образующая пестроцветную алевролит-песчаниковую формацию (0–350 м). Она распространена локально и имеет типично грабеновый характер, маркируя так называемые «грабеновые фации» континентальных рифтов. На прилегающей к Кыллахской зоне части Сибирской платформы этому комплексу предшествовало или было синхронно возникновение интрузий центрального типа щелочных ультраосновных пород с карбонатитами (Ингилийский массив).

Геодинамический комплекс сложного происхождения (карбонатной платформы рифтогенного типа) отделен от собственно рифтогенного скрытым перерывом. Он объединяет нижне- и верхневендские образования и сложен карбонатной (яланская, малская, токурская, юкандинская свиты) и карбонатно-терригенной (сытыгинская, сарданинская свиты) формациями, суммарной мощностью до 900 м. Им синхронна габбро-долеритовая формация (дайки горбинского комплекса). Карбонатные породы содержат продукты эксгаляционно-гидротермальной и метасоматической деятельности в виде многочисленных линзовидных, желваковых выделений кремней, пачек тонкого (мм) переслаивания светлых и темных кремнистых пород, иногда карбонатно-кремнистых субпластовых образований джаспероидного типа. Это заметно отличает их от карбонатных отложений, развивающихся в условиях пассивной континентальной окраины. Комплексы такого сложного происхождения, как рассматриваемый, А. Д. Щеглов [24] свя-

зывает с развитием процессов синхронного рифтогенеза, придавая им важную металлогеническую роль.

Шельфовый комплекс пассивной континентальной окраины включает кембрийские отложения, развитые на междуречье Сугджа–Южный. Он представлен внизу темноцветной кремнисто-карбонатно-аргиллитовой нижне-среднекембрийской формацией доманикоидного типа (до 200–250 м), содержащей в нижней части желваковые фосфориты. Специфический состав формации, ее темноцветность, небольшая мощность при значительном временном интервале формирования свидетельствуют о ее конденсированном строении, развитии в условиях резкого дефицита в бассейне обломочного материала и относительной глубоководности (депресссионный комплекс). Верхнюю часть шельфовых образований слагает аргиллит-известняковая формация среднего–верхнего кембрия (чайская, усть-майская, кербинская свиты), имеющая мощность 1 200–1 450 м. Она имеет ритмичнослоистое строение, включает тела карбонатных брекчий, похожих на олистостромы, и отвечает комплексу заполнения глубоководного бассейна. В современных геодинамических обстановках перечисленным образованиям ближе всего отвечают условия глубоко погруженного шельфа, выделяемые как краевые плато (например, краевое плато Блейк на атлантическом шельфе пассивной окраины Северо-Американского континента).

Рассмотренные осадочные формации, как собственно рифтогенного, так сложного генезиса и шельфа имеют трансгрессивный тип строения и образованы проциклитами, в основании которых залегают кварцевые песчаники, сменяющиеся вверх алевролитами и карбонатными породами. С позиций геосинклинально-платформенной парадигмы большинство из них может быть отнесено к авлакогенным (рифей) и перикратонным (венд) комплексам.

Суммарная мощность каледонского этажа в рассматриваемой части Кыллахской зоны достигает 1 000–1 100 м. Его структурный план сильно преобразован процессами позднемезозойского тектогенеза, окончательно сформировавшими современную структуру зоны.

СЕТТЕ-ДАБАНСКАЯ СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВАЯ ЗОНА

Занимает центральную часть территории листа при ширине в 28 км на юге и более 40 км – на севере. В современном эрозионном срезе она сложена вендскими, нижне- и среднепалеозойскими образованиями, собранными в разномасштабные складки преимущественно линейного типа с многочисленными субпослойными надвигами и взбросами. Эти структуры определяют весьма сложный складчато-надвиговый стиль строения зоны. Осевые поверхности складок и плоскости сместителей разломов образуют расходящийся вверх веер, маркируя ее центральную (осевую) часть. Границы подразделения имеют тектонический характер и совпадают с зонами субпослойных надвигов: на западе с Окраинной, а на востоке – с Восточно-Сетте-Дабанской.

Важной чертой строения Сетте-Дабанской зоны является ее тектоническая расслоенность. Она определяется наличием субпослойных надвигов и их зон, приуроченных к стратиграфическим горизонтам с пониженной вязкостью пород (некомпетентные слои) и региональным перерывам. Эти нарушения играют роль базальных поверхностей срывов, вблизи которых многие складки и разрывы затухают, выволакиваются, либо заметно меняют свою морфологию. Они создают в разрезе Сетте-Дабанской зоны ряд деформационных комплексов, которые наряду с общими для них чертами строения, отличаются некоторой автономностью. Главные, регионально прослеживаемые зоны субпослойных надвигов развиваются по пластичным горизонтам в венде (яланская и малская свиты), нижнем–среднем кембрии (акринская свита) и вблизи подошвы верхоянского комплекса. Они разграничивают три крупных деформационных комплекса, сложенных преимущественно рифейскими, вендско-среднепалеозойскими и верхнепалеозойскими образованиями, а на современном эрозионном срезе определяют границы Кыллахской, Сетте-Дабанской зон и Южно-Верхоянского синклиория. Кроме перечисленных в Сетте-Дабанской зоне, отмечаются субпослойные надвиги (срывы) в основании тасканской серии по пластичным слоям гичинской свиты в девоне, вблизи границы девона и карбона, приурочиваясь, в основном, к многочисленным здесь поверхностям перерывов и несогласий.

В современной структуре зоны с запада на восток выделяется несколько подзон, различающихся особенностями складчатых и разрывных нарушений, характером и возрастом развитых в них формаций: Улахская, Хотунская, Сетаньинская, Курунгская.

УЛАХСКАЯ ПОДЗОНА

Улахская подзона ограничена с запада Окраинной зоной субпослойных надвигов, а с восто-

ка – Бурхалинским взбросо-сдвигом. Ее западная часть, расположенная между Окраинным и Левоакринским надвигами, имеет переходный от Кыллахской зоны стиль строения и отделяется от последней достаточно условно. В строении ее принимают участие вендские и кембрийские отложения, образующие сложнопостроенный геодинамический комплекс карбонатной платформы рифтогенного типа и кембрийский комплекс нерасчлененного склона и подножья. Последний в основании представлен карбонатно-кремнисто-аргиллитовой (суордахская толща, акринская свита), вверху – аргиллит-известняково-калькаренитовой турбидитовой формациями суммарной мощностью 1,5–2,5 км. В современном структурном плане рассматриваемая часть подзоны – это моноклиналь с восточным падением слоев, осложненная мелкими складками и послонными срывами вблизи Окраинного и Левоакринского надвигов. Последний на севере листа (бассейн р. Сугджа) распадается на серию субгоризонтальных надвигов, по которым тектонически совмещены вендские образования Кыллахской и Сетте-Дабанской зон (Томпо-Юдомский и Кыллахский районы).

Расположенная восточнее Левоакринского надвига большая часть Улахской подзоны сложена кембрийскими отложениями, входящими в Томпо-Юдомский район. Ширина ее составляет 8–14 км. В целом, данная часть подзоны имеет прогнутый, синклиналеобразный асимметричный облик, основу которого образует *Билихская синклиналь*. В мульде последней залегают отложения верхнего кембрия (тисовская, билихская свиты), а на севере – нижнего ордовика. Ее осложняют ряд синклиналей и антиклиналей второго порядка, которые в свою очередь состоят из многочисленных мелких (десятки–первые сотни метров), разнообразных по форме, дисгармоничных складок, имеющих, как правило, западную вергентность. Углы падения слоев на их крыльях составляют 20–50°, редко возрастая до 60–70°. Широко проявлены будинаж-структуры, создающие иногда псевдоконгломератовый облик пород.

Стиль разрывной тектоники подзоны создают соскладчатые взбросы, реже – надвиги, формирующие ее линзовидно-чешуйчатый облик. По всей вероятности, разрывы имеют листрический характер, выполаживаясь вблизи своей базальной поверхности срыва, которой в данном случае является Левоакринский надвиг. Сместители нарушений падают на восток, амплитуды перемещений по ним не превышают нескольких сот метров. В целом, структуры Улахской подзоны образуют надвиговую систему, состоящую из передового чешуйчатого веера.

Кембрийские отложения, слагающие восточную часть подзоны, являются принадлежностью **каледонского (вендско-нижнепалеозойского) структурного этажа** и состоят из двух геодинамических комплексов пассивной континентальной окраины-подножья и нерасчлененного континентального склона и подножья. Комплекс подножья представлен кремнисто-алевролитовой (черносланцевой) формацией (акринская свита), вскрытой на юге (р. Белая), вблизи шва Левоакринского надвига. Подошва ее не обнажена; породы формации интенсивно тектонизированы, расчешуены, вследствие чего мощность ее ориентировочно оценивается в 250–600 м.

Комплекс склона и подножья образован мощным (до 1,5–2 км) осадочным клином (качелкуанская, еловская, тисовская, билихская свиты), состоящим из дистальных, реже медиальных (калькарениит-кальцилютитовых, кальцилютит-калькарениитовых) турбидитов, кальцилютит-калькарениитовых контуритов, пелагических известковистых аргиллитов и известняков (аргиллит-известняково-калькарениитовая формация). Отмечены олистостромы, слагающие шнуrowидные в плане и груболинзовидные в разрезе тела мощностью до 6–8 м. Их кластическая часть представлена обломками известняков, похожих на вмещающие, что позволяет их отнести к эндоолистостромам [12]. Соотношение перечисленных типов пород в разрезе комплекса меняется. В нижней части преобладают пелагиты, дистальные турбидиты, с которыми ассоциированы олистостромы, в средней (тисовская свита) – дистальные, медиальные турбидиты и контуриты, в кровле – пелагиты с редкими горизонтами дистальных турбидитов. А. К. Худoley и др. [22] выделяли в рассматриваемом комплексе отложения обвалов, оползней, обломочных, разжиженных, турбидитных потоков и донных течений. На севере подзоны, в наиболее прогнутой части Билихской синклинали, распространены нижние горизонты ордовикского комплекса склона и подножья, сложенные аргиллитами пелагического облика и дистальными турбидитами (атырбахская свита).

Из магматических пород в подзоне распространены силлы и дайки долеритов девонского возраста (сеттедабанский комплекс), интрузирующие, в основном, отложения кембрия.

В гравитационном поле восточной части Улахской подзоны, в целом, отвечает крутая ступень (6–8 мГал), выраженная сгущением изоаномал.

ХОТУНСКАЯ ПОДЗОНА

Хотунская подзона примыкает с востока к Улахской подзоне и в виде расширяющегося

клина (от 8 км на юге до 18 км – на севере) прослеживается через всю территорию листа. С востока подзона ограничена Сетаньинским взбросом, по которому сочленяется с Сетаньинской подзоной. На юге (р. Белая) структурный облик формирует широкая (7–8 км) *Хотунская синклиналь*, имеющая в поперечном срезе корытообразный облик, с углами падения слоев на крыльях – 60–70°. К северу от р. Белой строение слоев усложняется. Хотунская синклиналь приобретает асимметричный профиль с восточной вергентностью и наклоном слоев на западном крыле – 50–60°, а на восточном – 25–35°. С востока она сопрягается с Нижне- и Верхнехотунской антиклиналями, а с запада через узкую и крутую, ограниченную взбросами антиклиналь, – с Бурхалинской синклиналью.

Бурхалинская синклиналь вблизи одноименного взбросо-сдвига осложнена многочисленными мелкими напряженными складками с наклоном крыльев 60–80°, иногда до 90°.

Нижнехотунская антиклиналь вблизи Сетаньинского надвига имеет запрокинутое восточное крыло и углы падения слоев на запад – 60–70°.

Верхнехотунская антиклиналь построена сравнительно просто. Это открытая, без четко выраженной асимметричности складка с широким, аркообразным сводом и наклоном крыльев 25–35°, иногда до 40–45°.

В целом, несмотря на некоторое усложнение внутренней структуры подзоны в северной части площади, напряженность складчатых дислокаций здесь ослабевает. Вместе с тем, в значительном количестве появляются поздне- и постскладчатые взбросы и надвиги с преимущественно западными падениями сместителей. Амплитуды перемещения по ним не превышают первых сот метров.

Хотунская подзона сложена ордовикскими отложениями каледонского и, в меньшей мере, образованиями палеозойского структурных этажей. **Каледонский этаж** в современном эрозионном срезе представлен двумя геодинамическими комплексами – нерасчлененного склона и подножья и шельфового.

Комплекс склона и подножья состоит из двух регрессивно построенных циклитов, один из которых отвечает атырбахской и саккырырской свитам (нижний ордовик), второй – нижнелабыстахской подсвете (средний ордовик). Основание циклитов сложено тонкослоистыми глинистыми ритмитами пелагического облика с подчиненными горизонтами дистальных карбонатных турбидитов (атырбахская свита, нижняя часть нижнелабыстахской подсветы), в середине доминируют карбонатные турбидиты – от дистальных до проксимальных (нижняя, средняя подсветы саккырырской свиты, средняя и верхняя части нижнелабыстахской подсветы), верхи представлены, главным образом, известняками. В нижнем циклите это песчаные и глинистые разности, содержащие слои глинистого материала и прослои калькаренитов. Они формировались, вероятно, в верхней части склона, хотя возможны и другие интерпретации. В целом, ниже-среднеордовикские отложения рассматриваемого геодинамического комплекса образуют аргиллит-известняково-калькаренитовую с турбидитами формацию мощностью от 2,5 до 5–5,5 км, составляющую осадочный клин (глубоководный шлейф), который по отношению к его кембрийскому аналогу проградировал на восток, вглубь морского палеобассейна.

Шельфовый комплекс согласно сменяет подстилающие образования склона и подножья и представлен терригенно-карбонатной формацией (верхнелабыстахская подсвета), состоящей, в основном, из органогенно-обломочных известняков. Мощность его 400–1 400 м, а видимая мощность каледонского этажа – от 3 до 7 км.

Палеозойско-мезозойский структурный этаж представлен в рамках листа только своей палеозойской частью и отделен от нижележащих отложений поверхностью стратиграфического несогласия. Он имеет сложное строение и в пределах Хотунской подзоны образован преимущественно комплексами рифтогенного типа, близкими по строению и происхождению к аналогичным комплексам основания каледонского этажа. В подошве рассматриваемого структурного этажа залегает собственно рифтогенный комплекс (до 400 м), сложенный карбонатно-терригенной формацией (сетаньинская толща). В последней существенную роль играют пачки кварцевых песчаников с акцессорной хромитовой минерализацией, объем которых растет в южном и юго-восточном направлениях. Синхронно с данным комплексом на рассматриваемой площади в породах каледонского этажа Кыллахской зоны сформировался суордахский комплекс, представленный силлами умереннощелочных долеритов.

Вышележащие породы составляют два комплекса сложного генезиса, в которых типично рифтогенные образования тесно ассоциируют и перемежаются в разрезе с комплексами карбонатных платформ рифтогенного типа. Нижний комплекс сложного происхождения объединяет карбонатные породы от среднего ордовика до нижнего девона включительно (кулонская, гичинская свиты, тасканская серия и сеттедабанская свита). Его специфическими чертами является наличие мелких (внутриформационных) перерывов, незначительная по объему, но рассе-

янная по всему разрезу примесь пеплового вулканогенного материала в виде слоев туфов щелочного состава, постоянное присутствие продуктов кремнекислотного метасоматоза, образующих среди карбонатных пород прослои, линзы, желваки кремней. Мощность данного комплекса варьирует от 1 300 до 1 500 м.

Второй комплекс сложного генезиса (карбонатных платформ рифтогенного типа) объединяет девонские вулканогенно-терригенно-карбонатные (тихийская, загадочнинская, сегеняхская, накалинская свиты) и нижнекаменноугольные (якская и хамамытская свиты) образования. По сравнению с нижним, ордовикско-нижнедевонским комплексом, он имеет большую вулканическую компоненту в виде покровов умереннощелочных базальтов во франском ярусе. В породах каледонского этажа ему сопутствуют силлы и дайки габбро-долеритовой формации (сеттедабанский комплекс). Мощность данного подразделения варьирует от нескольких сот метров до 1 400–1 450 м, а общая мощность структурного этажа – 3 100–3 400 м.

СЕТАНЬИНСКАЯ ПОДЗОНА

Сетаньинская подзона расположена в восточной части Сетте-Дабанской зоны и в виде полосы шириной 6–8 км прослеживается от южной рамки листа до руч. Муол и в верховье р. Бурхала. На востоке она отделена от Курунградской подзоны Суордахским, а от Южно-Верхоянского синклинория Восточно-Сетте-Дабанским субпластовыми надвигами. В ее границах в современном эрозионном срезе вскрывается разрез от среднего–верхнего кембрия до нижнего карбона включительно. Подзона отличается наиболее сложным строением с широким развитием послонных срывов (надвигов), взбросов с фрагментами сохранившихся между ними складчатых структур. Наиболее крупными из них являются Сетаньинская антиклиналь и Муолинская синклиналь.

Сетаньинская антиклиналь занимает на территории листа большую часть одноименной подзоны. Ее западное крыло редуцировано, будучи пододвинутым под ордовикские образования Хотунской подзоны. В ядре складки вскрываются отложения среднего–верхнего кембрия (улахская серия). Восточное крыло шириной 6–7 км запрокинуто, и слагающие его отложения от ордовика до нижнего карбона находятся на большем своем протяжении в перевернутом залегании с падением на запад под углом до 60–50°. Оно сложено большим количеством взбросов, ориентированных, в целом, согласно с простиранием осей складчатых структур и имеющих восточную вергентность. Стратиграфические амплитуды перемещений по ним не превышают, как правило, первых сотен метров. В бассейне руч. Муол Сетаньинская антиклиналь приобретает нормальный симметричный профиль с падением слоев на крыльях 40–60°.

Муолинская синклиналь сопряжена с запада с Сетаньинской антиклиналью и прослеживается от восточной рамки территории листа до бассейна руч. Муол, где срезается Сетаньинским разломом. Она имеет асимметричный поперечный профиль с крутым, иногда запрокинутым (до 60–70°) западным крылом и более пологим восточным (до 50°).

Кроме рассмотренных структур, значительное развитие в подзоне имеют субпослойные надвиги (срывы), приуроченные к пластичным породам гичинской свиты, а также к многочисленным поверхностям перерывов и несогласий в среднем ордовике, девоне и нижнем карбоне. Они фиксируются выпадением из разреза ряда горизонтов, субсогласными слоистыми зонами расланцевания, пластичного течения пород. Большинство из них закладывалось в начальные фазы коллизии (раннескладчатые) и позднее были смяты в складки, либо приобрели крутое залегание.

Сетаньинская подзона сложена образованиями двух структурных этажей – вендско-нижнепалеозойского (каледонского) и палеозойско-мезозойского. В их строении принимают участие комплексы рифтогенного и пассивноокраинного типа.

Вендско-нижнепалеозойский (каледонский) структурный этаж в современном эрозионном срезе представлен только пассивноокраинными образованиями, среди которых различаются комплексы подножья, склона и подножья (нерасчлененный) и шельфа. Нижняя часть этажа не обнажена, верхняя граница определяется стратиграфическими несогласиями в подошве сетаньинской толщи или кулонской свиты.

Комплекс подножья (свыше 400–500 м) сложен средне-верхнекембрийской темноцветной и тонкоритмитовой калькарнит-аргиллит-известняковой формацией (улахская серия), включающей довольно редкие и маломощные горизонты дистальных турбидитов. Сменяющий его вверх по разрезу ниже-среднеордовикский осадочный клин склона и подножья имеет те же структурно-вещественные характеристики, что и аналогичные образования Хотунской подзоны. Несколько сокращается мощность данного комплекса (до 2–4 км), главным образом, за счет предсетаньинского размыва.

Шельфовый комплекс (до 300 м) представлен терригенно-карбонатной формацией, состоящей в основном из органогенно-обломочных известняков.

Общая вскрытая мощность каледонского этажа в Сетаньинской подзоне составляет 2 700–4 500 м. Время его формирования составило около 150 млн лет.

Палеозойско-мезозойский структурный этаж представлен, в основном, теми же геодинамическими комплексами, что и в соседней Хотунской подзоне: собственно рифтогенным (среднеордовикским) и карбонатными платформами рифтогенного типа – среднеордовикско-нижнедевонской и девонско-нижнекаменноугольной. Слагающие эти комплексы формации отличаются от таковых в Хотунской подзоне меньшими мощностями и несколько большим объемом терригенного и карбонатно-обломочного материала. Кроме того, в Сетаньинской подзоне распространен комплекс склона и подножья, выполненный нижнекаменноугольными дистальными турбидитами (калькаренит-известняково-аргиллитовая формация) мощностью до 900–1 050 м (куранахская толща).

Плутонические образования не характерны для рассматриваемой подзоны; в ее пределах отмечены единичные силлы и дайки долеритов сеттедабанского и ольчанского комплексов.

КУРУНГСКАЯ ПОДЗОНА

Курунгская подзона представлена небольшим фрагментом своего северного замыкания, слагаемая узкий клин шириной до 2 км между Сахаринским и Восточно-Сетте-Дабанским субпослойными надвигами. Он выполнен нижнекаменноугольной калькаренит-известняково-аргиллитовой турбидитовой формацией склона и подножья, содержащей тела олистостромов (куранахская толща и овлачанская свита). Отложения интенсивно тектонизированы, образуя зону смятия и рассланцевания вблизи швов надвигов.

ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Представлен фрагментом Присетте-Дабанской зоны, охватывающим юго-восточную часть листа. Здесь развиты терригенные, существенно алевролитовые, песчаниково-алевролитовые отложения карбона, отделенные от более древних палеозойских толщ Сетте-Дабанской зоны Восточно-Сетте-Дабанским субпослойным надвигом. Они образуют комплекс подножья пассивной континентальной окраины и представлены тонкослоистой темноцветной песчаниково-алевролитовой формацией аспидноидного типа (до 1,5–2 км), включающей в резко подчиненном объеме горизонты дистальных турбидитов. Структурный план рассматриваемой части Присетте-Дабанской зоны достаточно простой. Здесь распространены пологие, открытые малоамплитудные складки шириной от нескольких сот метров до 1–1,5 км. Углы наклона их крыльев составляют 20–40°. Вблизи шва Восточно-Сетте-Дабанского надвига интенсивность деформаций нарастает, и углы падения слоев достигают 60–70°.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

По значимости подразделяются на главные и прочие (второстепенные), по морфологии на 4 группы: надвиги субпослойного типа; взбросы, переходящие во взбросо-надвиги, взбросо-сдвиги; сдвиги; сбросы; по отношению к процессу складкообразования – на раннескладчатые, соскладчатые и поздне- или постскладчатые; по времени формирования – на позднерифейские и позднемезозойские.

Основные черты строения некоторых главных и большинства второстепенных нарушений были освещены при характеристике современной структуры зон и подзон. Ниже приводятся дополнительные сведения об их строении.

Главные разломы развиваются, как правило, по границам зон и подзон и имеют большую протяженность (многие десятки–первые сотни км), выходя далеко за пределы рассматриваемого района. По морфологии среди них устанавливаются надвиги субпослойного типа и взбросы, переходящие во взбросо-надвиги, взбросо-сдвиги. К первым относятся *Окраинный, Левоакринский, Сахаринский, Восточно-Сетте-Дабанский*. Все они развиваются вдоль горизонтов пластичных пород или региональных поверхностей несогласий, разделяя, как уже отмечалось, рифейско-палеозойские образования на крупные деформационные комплексы – рифейский, вендско-среднепалеозойский и верхнепалеозойский. Как правило, они образованы сериями сближенных нарушений субсогласных с напластованием пород и сопровождаются зонами рассланцевания, катаклаза, пластического течения и смятия пород. Мощности зон надвигов варьируют

от первых десятков метров до многих сотен метров. В последнем случае тектонической дезинтеграции подвергаются целые свиты. Таковыми являются Сахаринский, Восточно-Сетте-Дабанский и, в определенной мере, Левоакринский надвиги. Окраинный надвиг на территории листа выражен слабее, что, вероятно, связано с его затуханием на юг. На северном замыкании Горностахской антиклинали (бассейн р. Сугджа) он распадается на серию крупных пологих чешуй, по которым вендские и кембрийские отложения Сетте-Дабана надвинуты на близсинхронные им породы Кыллахской зоны. Сместители некоторых надвигов вторично деформированы (Восточно-Сетте-Дабанский), иногда запрокинуты (Сахаринский), что указывает на их раннескладчатый характер, другие являются, скорее всего, соскладчатыми (Окраинный, Левоакринский). Горизонтальные амплитуды перемещения по ним устанавливаются лишь косвенным образом, при региональном анализе. Так, например, Окраинный надвиг на территории листа последовательно перекрывает ныряющие под него структуры Кыллахской зоны (Кербинской синклинали и Горностахской антиклинали), а Левоакринский надвиг на соседней с юга территории (листы Р-53-XXX, XXXVI) – структуры Акринской антиклинали, Ытыгской синклинали, Улахан-Бамской чешуи. Это указывает, с одной стороны, на весьма значительные амплитуды горизонтального смещения по ним (многие десятки км) и, с другой, на, вероятно, бескорневой характер большинства подзон Сетте-Дабанской зоны.

В поле силы тяжести линии надвигов заметно смещены относительно гравитационных ступеней, фиксируемых сгущением изоаномал, либо секут их под острым углом. В аномальном магнитном поле они разделяют участки с разным типом его строения.

К главным взбросам относятся *Нельгеканский* и *Сетаньинский*. Плоскости их сместителей падают навстречу друг другу с углами 50–70° (Нельгеканского на восток, Сетаньинского на запад). В швах нарушений породы подроблены, развальцованы, иногда окремнены, прокварцованы и пиритизированы. Стратиграфические амплитуды перемещений варьируют от нескольких сот метров до первых километров. Ориентированы они, в целом, согласно с простиранием важнейших структур территории и являются соскладчатыми. В геофизических полях они заметно не отражаются, а Сетаньинский взброс практически не пересекает субпослойный надвиг в основании верхоянского комплекса. Это свидетельствует, что областью распространения данных нарушений является, скорее всего, вендско-среднепалеозойский деформационный комплекс.

Бурхалинский взбросо-сдвиг неоднократно освещался в литературе [17, 25, 26]. В рельефе он трассируется меридиональными отрезками долин руч. Хариус, Шалаш, р. Бурхала и хорошо опознается на космо- и аэрофотоснимках прямолинейной линией. Шов разлома ориентирован близвертикально. В зоне его влияния породы рассланцованы, интенсивно перемяты с образованием мелких дисгармоничных складок вплоть до плейчатости, иногда окремнены, окварцованы и карбонатизированы, приобретая желто-бурую окраску. Примыкающие к нему оси мелких складок ориентированы под острым углом; их слабо эшелонированное расположение свидетельствует о наличии левосдвиговой по разлому компоненты. В магнитном поле Бурхалинский взбросо-сдвиг не проявлен, а в поле силы тяжести ограничивает с востока гравитационную ступень с перепадом в 6–8 мГал. Вместе с тем, он разграничивает области развития складок и разрывов с западной и восточной вергентностью, являясь своеобразным структурным швом.

Рассмотренные главные нарушения относятся к категории структур сжатия; они рассекают отложения вплоть до верхоянского комплекса и были сформированы, скорее всего, в позднемезозойскую фазу тектогенеза.

Второстепенные разрывные нарушения по времени формирования подразделяются на позднеерифейские (предвендские) и позднемезозойские. Позднеерифейские установлены на восточном крыле Горностахской антиклинали, где представлены редкими взбросами. Остальные второстепенные разрывы, скорее всего, имеют позднемезозойский возраст, но не исключено, что среди них присутствуют более древние (палеозойские). Выявить роль последних среди интенсивно проявившихся позднемезозойских структур крайне затруднительно.

Большинство из второстепенных нарушений являются соскладчатыми, и только малочисленные сбросы и сдвиги северо-восточной ориентировки имеют поздне- или постскладчатое происхождение. Амплитуды перемещения по ним, как правило, не превышают нескольких десятков–первых сотен метров.

При проведении ГДП-200 на рассматриваемой территории и соседнего к югу листа (бассейн р. Сахары) были выполнены специализированные исследования по изучению тектонической природы возможных источников сноса на основе минералогических, геохимических и геохронологических данных. Было проведено петрографическое исследование состава песчаников и их интерпретация на диаграммах Диккинсона [27]. После предварительного просмотра 11

шлифов были отобраны для количественного подсчета. Подсчет производился определением минерального состава в отдельных точках, причем, согласно условию метода Гаци-Диккинсона, если на перекрестии нитей оказывается кристалл кварца или полевого шпата в обломке породы, то он считается как соответствующий кристалл. Определение «порода» возможно лишь в том случае, если на перекрестии нитей оказывается нераскристаллизованная или мелкозернистая масса. При таком подходе преуменьшается роль пород в составе обломочной фракции, но все диагностические диаграммы были построены исходя из подсчетов, сделанных именно таким методом [27].

Тройные диаграммы с результатами исследований приведены на рисунке 5. Как QtFL, так и QmFLt диаграммы указывают на континентальный источник для песчаников улаханбамской и пионерской свит. Песчаники венда, бикской и талынской свит располагаются в поле континентального источника на диаграмме QtFL и в поле перемываемых орогенных осадков на диаграмме QmFLt, хотя они обычно находятся вблизи границы этих полей. Грауваккоподобные песчаники малосахаринской указывают на их происхождение из размываемого орогена. На диаграмме QmPK наиболее близкими аналогами песчаников, образовавшимся за счет размыва вулканоплутонических комплексов мезо-кайнозойского Тихоокеанского пояса, оказываются песчаники малосахаринской и пионерской свит. Если образование малосахаринских песчаников за счет размыва близлежащих островов с магматическими породами не вызывает удивления, то появление на диаграмме песчаников пионерской свиты, вероятно, может объясняться только широким развитием в области размыва малоизмененных магматических пород типа улканского комплекса (нижний протерозой).



Рис. 5. Реконструкция источников сноса для песчаников венда и рифея по Диккинсону [27].

Геохимические исследования проводились по 26 образцам на главные, малые элементы и лантан, а 4 наиболее типичных – на P3Э (рис. 6). Для тектонической интерпретации наиболее интересны Th, Sc и Zr, поскольку отношение Th/Sc чувствительно к изменениям в составе по-

род на активных окраинах, тогда как содержание Zr отражает содержание тяжелой фракции и отношение Zr/Sc позволяет судить о роли многократного перемива в формировании изучаемых песчаников [28]. Для пассивных окраин отношение Th/Sc обычно постоянно и близко к 1,0, тогда как на активных окраинах оно заметно меньше. В рассматриваемых песчаниках оно достигает наименьших значений в песчаниках малосахаринской свиты (0,42) и превышает 0,6 во всех остальных случаях. В целом, за исключением малосахаринской свиты, все остальные образцы выстраиваются вдоль тренда пассивной окраины континента. Диаграмма с отношением совместимых к несовместимым элементам (например, Co/Th–La/Sc) позволяет судить об эволюции источников сноса [28]. Большинство рассматриваемых песчаников располагается в пределах одной узкой области, свидетельствуя о стабильности источников сноса, и только песчаники уйской серии (улаханбамская и малосахаринская свиты) вытянулись вдоль оси La/Sc, указывая, что в ходе их осадконакопления источник сноса претерпел значительную эволюцию. Отношение La/Th варьирует в большинстве образцов от 3 до 7 со средним значением – 4,8, что очень велико и указывает на преобладание кислых пород в источнике сноса всех анализируемых песчаников. О подчиненной роли основных и ультраосновных пород в источниках сноса свидетельствуют и низкие содержания всех ферромагнезиальных элементов. Тем не менее, эти породы в областях размыва присутствовали, на что указывает наличие хромсодержащих минералов в протолочках из базальных горизонтов среднего рифея, венда, песчаниках среднего ордовика. Примечательно, что на всех рассматриваемых диаграммах точки, соответствующие рифейским и вендским песчаникам Сетте-Дабана, располагаются вблизи значений усредненных составов верхней коры и постархейского австралийского сланца (PAAS), так же указывая на доминирующую роль кислых пород в источнике сноса [20]. Хотя значения лантана в песчаниках рифея и венда колеблются в широких пределах, но на диаграмме La–Th все образцы оказываются в поле размыва пород преимущественно постархейского возраста [20]. Кривые распределения РЗЭ в песчаниках, так же близки по своей форме и кривой распределения РЗЭ в постархейском австралийском сланце, с отчетливым наклоном в сторону тяжелых РЗЭ и более или менее выраженной отрицательной европиевой аномалией (отношение Eu/Eu^* во всех образцах менее 0,85), что так же указывает на доминирующую роль пород постархейского возраста в источнике сноса.

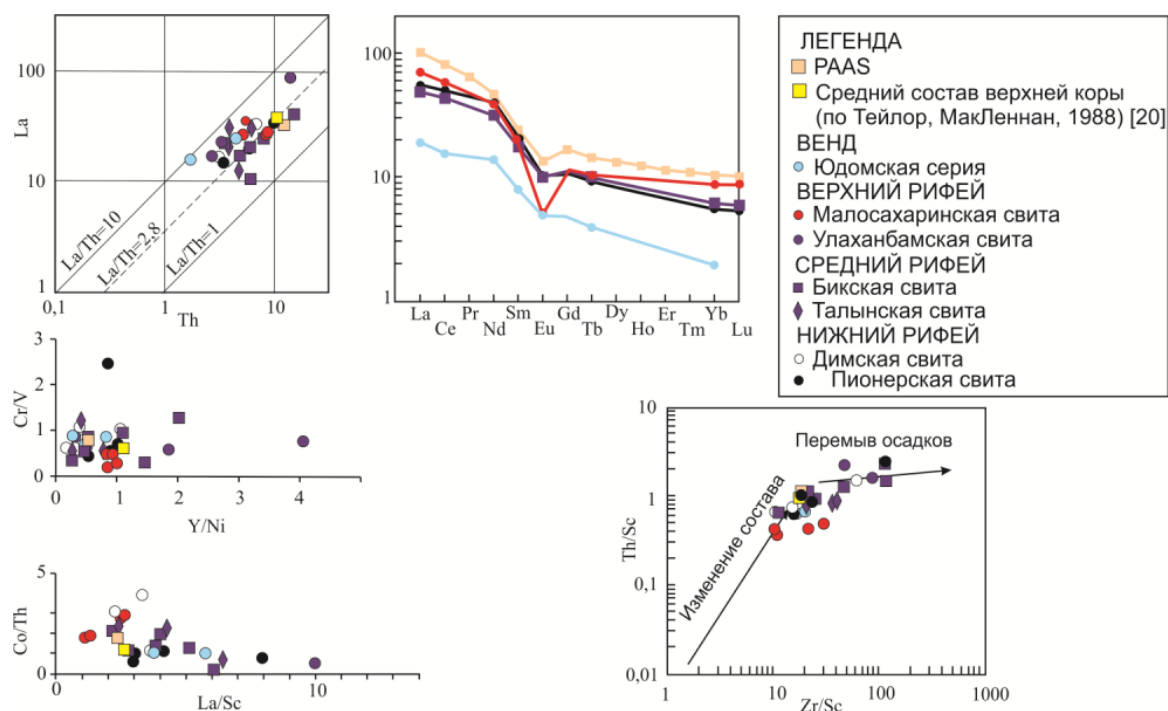


Рис. 6. Распределение малых и редких элементов в рифейских и вендских песчаниках Сетте-Дабана.

Изучение абсолютных возрастов обломочных цирконов производилось U-Pb методом по единичным зернам Р. Рейнбирдом и Р. Стерном в песчаниках пионерской и бикской свит с помощью высокочувствительного микропробного анализатора (SHRIMP-II) в Геохронологической лаборатории Геологической службы Канады в Оттаве и классическим термозмиссионным способом Л. Химаном в песчаниках венда в Геохронологической лаборатории Университета Альберты (Эдмонтон, Альберта, Канада). Образцы пионерской и бикской свит были отобраны

из центральной части Горностахской антиклинали (руч. Светлый), а образец юдомской серии – с ее восточного крыла (р. Белая, против устья руч. Суордах). Основные результаты исследований приведены на рисунках 7, 8, 9.

В образце песчаника из основания пионерской свиты были проанализированы 23 зерна циркона, у 14 из которых уран-свинцовые возраста имеют дискордантность менее 5 % и могут рассматриваться как возраст кристаллизации соответствующих тел. Полностью отсутствуют зерна архейского возраста (рис. 7). Самое древнее зерно имеет возраст $2\,087 \pm 27$ млн лет, причем возраст большинства зерен располагается между 2 020 и 2 070 млн лет. Незначительное число зерен имеет возраст около 1 720 млн лет, причем возраст самого молодого по среднему из 4 замеров определен как $1\,717 \pm 32$ млн лет.

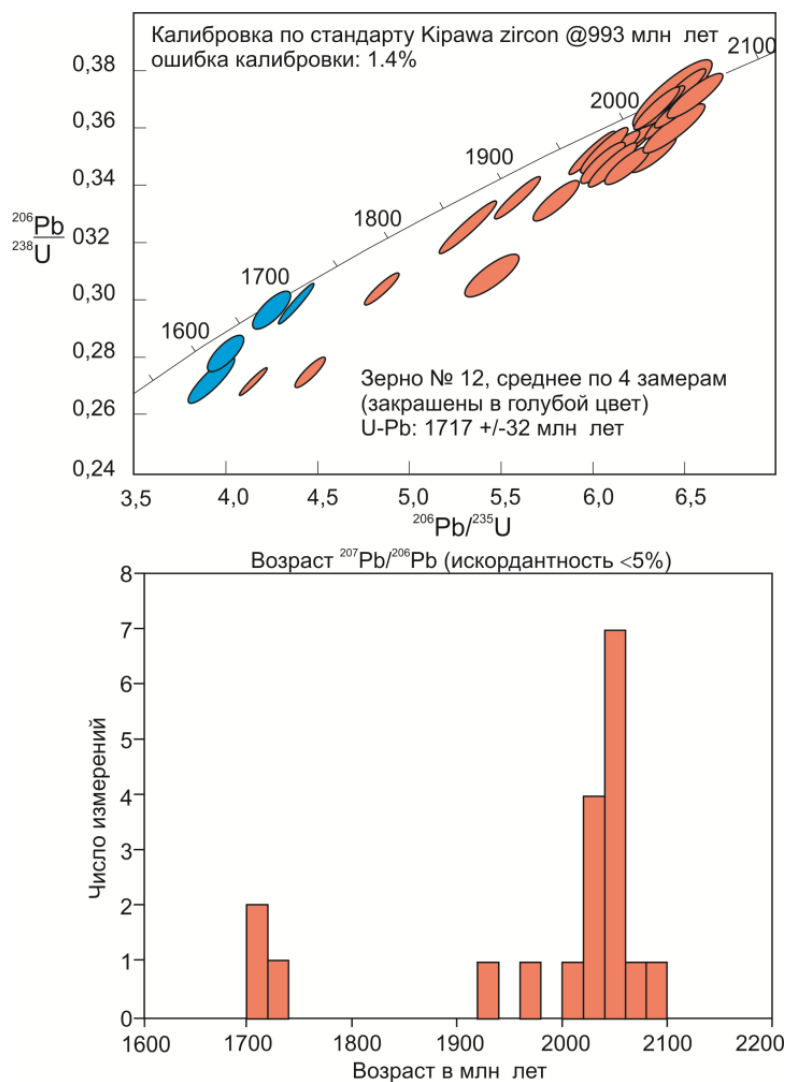


Рис. 7. U-Pb геохронология обломочных цирконов пионерской свиты нижнего рифея.

В образце из основания бикской свиты были изучены 33 зерна, из которых у 19 зерен степень дискордантности возраста не превышает 5 % (рис. 8). Здесь наблюдается большее разнообразие возрастов. Хотя самое древнее зерно имеет архейский возраст ($2\,562 \pm 9$ млн лет), а большинство зерен имеют возраст в пределах 1 800–2 050 млн лет, отмечается значительное количество зерен с возрастом 1 300–1 550 млн лет. Среднее из двух замеров самого молодого зерна указывает на возраст его кристаллизации $1\,300 \pm 5$ млн лет.

В песчанике из основания юдомской серии (начарская свита) возраст был проанализирован в 5 зернах, у двух из них степень дискордантности оказалась менее 5 %. Тем не менее, три наиболее точных замера оказались лежащими на одной прямой, что позволяет предполагать примерную одновозрастность значительной части источника сноса. При этом возраст самого источника определяется примерно в 2 093 млн лет (рис. 9).

Суммируя приведенные выше данные, прежде всего, обращает на себя внимание почти полное отсутствие архейских пород в области сноса, на что указывают как геологические, так и геохимические и геохронологические данные.

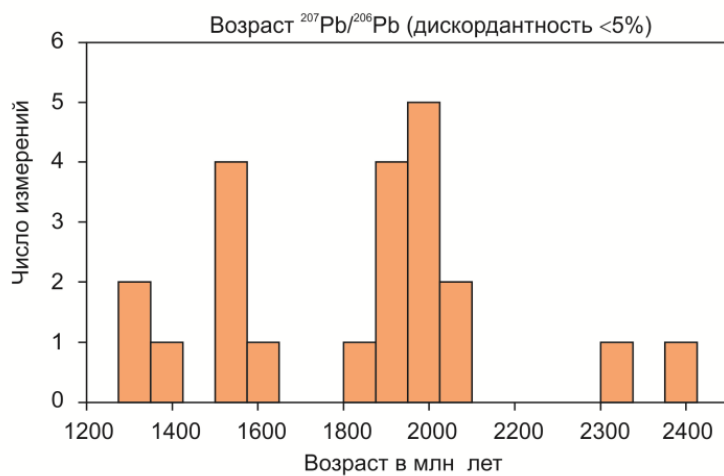
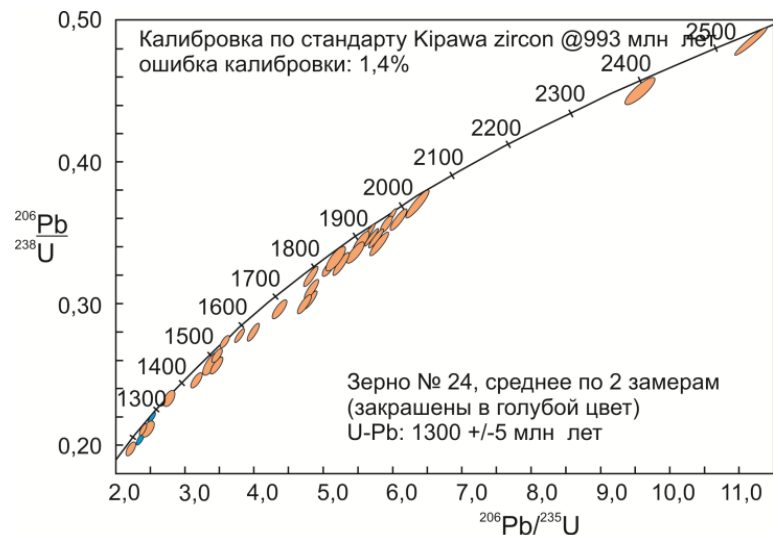


Рис. 8. U-Pb геохронология обломочных цирконов бийской свиты среднего рифея.

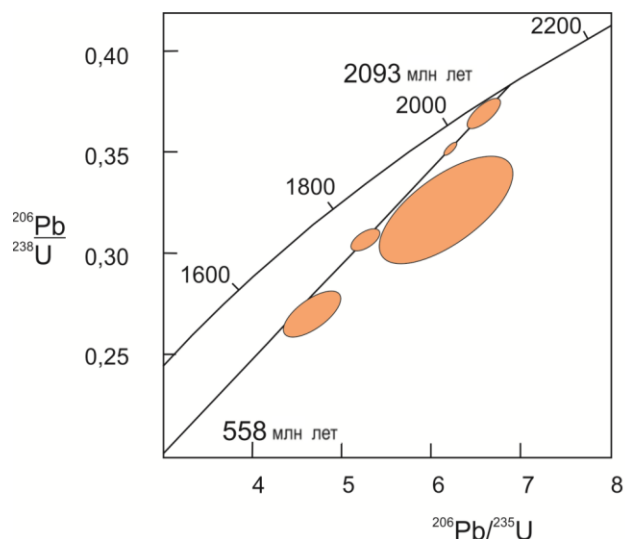


Рис. 9. U-Pb геохронология обломочных цирконов начарской свиты венда.

Другим, еще более интересным результатом, является появление в песчаниках бийской свиты продуктов размыва источника сноса с раннерифейским возрастом гранитов или гранитогайнейсов. Породы этого возраста не известны ни в фундаменте Сибирской платформы, ни на Северо-Востоке России. Геохимические данные говорят о доминирующей роли кислых пород в его составе, а данные петрографических исследований указывают на возможно орогенную природу. Этот источник сноса располагался, скорее всего, к востоку от Сетте-Дабана и в на-

стоящее время скрыт от наблюдения.

Изложенный выше материал показывает, что в строении рассматриваемой территории ведущая роль принадлежала процессам деструктивного тектогенеза, приведшим к формированию разновозрастных комплексов рифтогенного и пассивноокраинного типов. Процессы конструктивного тектогенеза наиболее энергично проявились в позднемезозойскую эпоху коллизии, сформировавшую в главных чертах современный структурный облик района. Коллизионные процессы предшествующих циклов тектогенеза имели ограниченное влияние в районе, но более интенсивно развивались, по всей вероятности, к востоку и северо-востоку от него. Эти специфические черты строения определялись приуроченностью территории к структурам «входящего угла» или клино-раздвигов (по терминологии Л. И. Красного), отличавшихся длительным развитием и вялотекущим характером тектогенеза.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Основные события геологической истории в их эволюционной последовательности тесно увязываются с периодичностью в развитии тектонических режимов на рассматриваемой территории. В рифейско-фанерозойской истории региона с разной степенью достоверности выделяются 5 этапов, отвечающие крупным тектоно-магматическим циклам: раннерифейский, средне-позднерифейский, позднерифейский, вендско-раннепалеозойский и палеозойско-мезозойский.

Раннерифейский этап характеризовался накоплением терригенно-карбонатных и терригенных осадков в условиях открытого морского бассейна шельфового типа, располагавшегося на краю Сибирского кратона. Вначале осадконакопление происходило в достаточно глубоководной обстановке (глубокий шельф, краевое плато), где был сформирован депрессионный комплекс (до 600 м), представленный черноцветной алевролит-аргиллитовой углеродистой формацией (пионерская свита). Позднее, вследствие начавшегося воздымания в области размыва, образовался осадочный клин терригенных и терригенно-карбонатных пород (до 2 300 м), заполнявший морской бассейн (комплекс заполнения). Источником питания служили стабильные континентальные блоки Сибирского кратона, поставлявшие высокозрелый, преимущественно кварцевый материал. Размывались также магматические комплексы. Судя по возрасту обломочных цирконов в пионерской свите, возраст размываемых образований в областях денудации был раннепротерозойским.

Раннерифейский этап завершился на рассматриваемой территории слабым складкообразованием. Интенсивность последнего, вероятно, нарастала на восток, о чем свидетельствует увеличение в этом направлении амплитуды предсреднерифейского размыва. Возможно, складкообразующие движения здесь сопровождались гранитоидным магматизмом и/или метаморфизмом. Во всяком случае, в вышележащих отложениях среднего рифея (бикская свита) зафиксированы в заметном количестве обломочные цирконы с возрастом 1 400–1 550 и даже 1 300 млн лет, а в основании талынской свиты распространены окатанные зерна хромита, хромшпинелидов, что указывает на присутствие в области питания ультрабазитовых пород. По заключению Э. А. Багдасарова, изучавшего эти минералы, источником их питания могли быть ультраосновные вулканы, маймечиты, расслоенные интрузии типа Норильского или Бушвельдского комплексов. Закончился раннерифейский этап в интервале времени 1 300–1 250 млн лет.

Средне-позднерифейский этап разделяется на два подэтапа, в течение которых развивались седиментационные (осадочные) бассейны со свойственными им характерными особенностями.

Первый подэтап отвечает времени формирования айчанской и майской серий. Он может быть подразделен на две стадии, отделенные друг от друга поднятием в конце айчанского времени и размывом пород светлинской свиты. В течение обеих стадий в осадочных бассейнах, формировавшихся на пассивной окраине Сибирского кратона, накапливались толщи осадков с трансгрессивным типом строения, свойственным развивающимся шельфам. Как правило, в начале отлагались терригенные образования, сменявшиеся позднее карбонатными и терригенно-карбонатными органогенными (карбонатные платформы пассивноокраинного типа). В начале второй стадии шельфовый характер седиментогенеза был прерван в бикское время возникновением дельты, сформировавшей рециклически построенную песчано-алевролитовую формацию (450–500 м).

Судя по тройным диаграммам, представленным на рисунке 5, основным источником размыва для терригенных осадков, накапливавшихся в условиях пассивной окраины, были континентальные блоки Сибирского кратона, сложенные как нижнепротерозойскими, так и архейскими комплексами. Вместе с тем, вероятно, присутствовали и продукты перемыва орогенных образований предыдущего (раннерифейского) цикла тектогенеза, о чем свидетельствуют обломочные цирконы в бикской свите с возрастом в 1 300–1 500 млн лет [11].

В целом, свойственные данному подэтапу вертикальные тектонические движения характе-

ризовались переменным знаком и преобладающие нисходящие движения сменялись кратковременными воздыманиями. В результате этих процессов в течение промежутка времени от 1 250 до 1 000–1 050 млн лет была сформирована призма осадков мощностью от 2 500 до 3 700 м, что отвечает средней скорости седиментации от 10–11 до 12–15 м/млн лет.

Второй подэтап был гораздо более кратковременным и не превышал, скорее всего, 50 млн лет. Он ознаменовался резкой сменой преимущественно карбонатного осадконакопления с трансгрессивным типом строения, характерного для предыдущего этапа, терригенным с регрессивной последовательностью отлагавшихся здесь осадков (улаханбамская свита). Последние по своим структурно-вещественным характеристикам (алевролит-песчаниковый состав, регрессивный тип строения, завершающее положение в эволюционном ряду формаций) похожи на нижнюю, морскую молассу, формировавшуюся в условиях крайнего мелководья, о чем свидетельствуют трещины усыхания, многочисленные знаки ряби, косая или волнистая слоистость. Мощность ее варьировала от 0 до 570 м. Появление молассы указывает на принципиально иную геодинамическую ситуацию, обязанную своим возникновением коллизионным процессам, развивавшимся в районах к востоку от рассматриваемой территории. Эти процессы, отвечающие гренвильской фазе тектогенеза, сопровождались гранитоидным магматизмом и кислым вулканизмом. Доказательством этому служат находки в маямканской свите (бассейн р. Май), завершающей разрез верхнего рифея, многочисленных зерен цирконов с возрастом от 1 050 до 1 500 млн лет [11]. Судя по изменению состава и зернистости пород, источник их сноса располагался к востоку, а незрелый состав обломочной фракции, наличие обломков осадочных пород, гранитоидов, кислых эффузивов указывают на близость питающей провинции.

В изученном районе гренвильская фаза тектогенеза не проявилась в виде складкообразующих движений. Структурным выражением комплекса являлся краевой (периклинальный по терминологии И. П. Атласова) прогиб, приплатформенное (внешнее) крыло которого вскрыто в современной Кыллахской зоне.

Позднерифейский этап, отвечающий байкальскому циклу тектогенеза, развивался в интервале от 1 000–950 млн лет до конца рифея. В течение этого времени на соседних территориях был сформирован сложнопостроенный комплекс вулканогенно-терригенных и терригенных образований (большая часть уйской серии) мощностью в несколько километров. Начало этапа ознаменовалось процессами раздвижения, деструкции предыдущего структурного плана и заложением рифтовой впадины. Растягивающие усилия сопровождались возникновением на глубине многочисленных силлов базальт-долеритовой формации (улаханбамский комплекс). В рассматриваемом районе образования осевой части палеорифта можно предполагать в глубоководных частях Сетте-Дабанской зоны, а территория современной Кыллахской зоны представляла собой склон рифтовой впадины, где в условиях гравитационной неустойчивости накапливались турбидитовые алевролит-песчаниковые осадки мощностью до 400 м (малосахаринская свита). Западное плечо рифтовой системы располагалось в прилегающей к впадине части Сибирского кратона, восточное перекрыто в настоящее время палеозойскими толщами Сетте-Дабанской зоны и Южно-Верхоянского синклинория. Возможно, здесь в субаэральных условиях формировались мафические вулканы, либо мафические магматические породы входили в состав эродированных образований предыдущих тектоно-магматических циклов. Продукты их дезинтеграции установлены в песчаниках малосахаринской свиты. Не исключено, что в последующем на площади листа накапливались толщи, свойственные пассивным континентальным окраинам, однако к концу этапа они были уничтожены процессами размыва.

Завершился позднерифейский этап (байкальский цикл тектогенеза) процессами складкообразования, наиболее энергично проявившимися, скорее всего, на территории современных Сетте-Дабанской зоны и прилегающей части Южно-Верхоянского синклинория. На это указывает нарастание интенсивности и сложности предвендской структуры на восточном крыле Горностахской антиклинали (междуречье Белой–Сахары), где в результате коллизионных процессов были сформированы надвиги, взбросы, асимметричные, иногда запрокинутые на запад крутые складки (лист Р-53-XXX).

Вендско-раннепалеозойский этап отвечает каледонскому циклу тектогенеза, начавшемуся деструкцией байкальских комплексов в результате процессов вендского рифтогенеза. В современном срезе обнажены лишь фрагменты западного крыла вендской палеорифтовой структуры вдоль сочленения Кыллахской и Сетте-Дабанской зон. Вначале в локальных, изолированных впадинах накапливались пестроцветные алевролит-песчаные осадки молассоидного облика (начарская свита). Позднее нисходящие движения распространились на большие территории, что отразилось в смене терригенных образований карбонатными и карбонатно-терригенными (яланская, малская, токурская, сытыгинская свиты). Формировавшаяся в это время карбонатная платформа развивалась под влиянием вялотекущих процессов рифтогенеза. Развитие сопровож-

ждалось ее дроблением, проникновением кремнекислотных и щелочных растворов, метасоматически замещавших карбонатные породы, а иногда, возможно, достигавших поверхности. На других участках (Юдомо–Аллах–Юньское междуречье) растворы имели рудную направленность и привели к возникновению свинцово-цинковой стратиформной минерализации (месторождения Сардана, Уруй и другие). Развитие карбонатной платформы подобного типа сопровождалось синхронным проявлением базитового магматизма в виде даек долеритов (горбинский комплекс) и редких излияний. Так небольшое тело базальтовых гиадокластитов установлено в подошве сытыгинской свиты в бассейне р. Сугджа [38].

Судя по минералам тяжелой фракции протолочек из песчаников венда бассейна р. Белой, состав пород в области питания был достаточно разнородный. Среди них преобладали раннепротерозойские гранитоиды и породы метаморфогенно-осадочного происхождения, о чем свидетельствует возраст обломочных цирконов. Вместе с тем, определенную роль играли и ультрамафические комплексы. Их минералы-индикаторы установлены в начарской и сытыгинской свитах и представлены серпентином, высокомагнезиальным оливином, высокохромистыми хромшпинелидами, ромбическим пироксеном. Состав хромшпинелидов, по мнению изучавшего их Э. А. Багдасарова, позволяет полагать, что ультрабазитами питающей провинции были породы дунит-гарцбургитовой серии и ультрамафические вулканы. Наличие серпентина, слагающего иногда до 70 % тяжелой фракции, указывает на близость источника их размыва.

С кембрия рифтогенная стадия на рассматриваемой территории сменилась пассивноукраинной. Уже с ленского по амгинский век на территории Кыллахской зоны располагался глубокий шельф (краевое плато), на котором отлагались в условиях некомпенсированного осадконакоплением прогибания кремнисто-карбонатно-глинистые осадки доманикоидного типа (депрессивный комплекс), содержащие желваки фосфоритов (пестроцветная, иниканская свиты, суордахская толща и акринская свита). Глубина морского бассейна могла достигать нескольких сот метров. С майского века в результате воздымания прилегающей части Сибирского кратона перед ее фронтом сформировался осадочный клин, постепенно продвигавшийся на восток вглубь морского бассейна. Этот клин был выполнен карбонатными илами, глинами, включавшими линзовидные тела конседиментационных брекчий (чайская, усть-майская, кербинская свиты), и представлял собой комплекс заполнения глубоководного шельфа. В результате последний к концу кембрия превратился в мелководный шельф. В Кыллахской зоне в течение кембрия накопились осадки мощностью 1–1,5 км.

В Улахской подзоне Сетте-Дабанской зоны в кембрии осадконакопление происходило в условиях глубокого подножья и переходной части от склона к подножью. На подножье с глубиной, приближающейся к уровню карбонатной компенсации, в раннем и начале среднего кембрия отлагались тонкослоистые кремнисто-глинистые осадки, образовавшие черносланцевую углеродистую формацию (акринская свита). Во второй половине кембрия, вследствие большого притока со стороны шельфа карбонатно-обломочного материала, подножье было заполнено сложно построенным комплексом осадков, накапливавшихся в условиях перехода от склона к подножью. Этот комплекс состоял из продуктов мутьевых, суспензионных потоков (турбидитов), грязевых потоков (олиостром), донных (вдольсклоновых) течений (контуритов) и пелагического осадконакопления (пелагитов). Сформировавшаяся призма осадков (аргиллит-известняково-калькаренитовая формация турбидито-контуритового строения) имела мощность около 2 км и представляла собой глубоководный шлейф, постепенно утончавшийся на восток и сменявшийся комплексом подножья. Последний в современных структурах вскрыт в Сетаньинской подзоне Сетте-Дабанской зоны, где представлен калькаренит-аргиллит-известняковой формацией (около 400–500 м), включающей редкие прослои дистальных турбидитов (улахская серия).

Развитие глубоководного шлейфа в обстановке склона и подножья продолжалось в раннем и начале среднего ордовика. Проградивавший на восток и север осадочный клин сформировал комплекс осадков мощностью до 2,5–5 км (аргиллит-известняково-калькаренитовая турбидитовая формация), в результате чего глубоководный морской бассейн в середине ордовика (позднелабыстахское время) был заполнен и превратился в достаточно мелкий шельф. На последнем накапливались существенно карбонатные осадки мощностью до 400–1 400 м.

Завершение каледонского цикла тектогенеза не сопровождалось на изученной территории складкообразующими движениями. Конец цикла ознаменовался общим воздыманием района и неглубоким размывом сформировавшихся осадков, амплитуда которого нарастала на юг и восток. Длительность цикла составляла 150–200 млн лет.

Палеозойско-мезозойский этап по характеру магматизма, седиментационных процессов и геодинамических обстановок распадается на три подэтапа, отвечающих полному (завершенному) тектоно-магматическому циклу.

Первый подэтап охватывал промежуток времени от середины среднего ордовика (лландейловский век, сетаньинское время) до турнейского века раннего карбона (якское и хамамытское время) и отличался сложным взаимодействием и неоднократным возобновлением типично рифтогенных обстановок и обстановок карбонатных платформ рифтогенного типа. Процессы имели прерывисто-пульсационный (циклический) характер и привели к формированию сложно построенных комплексов (структурных ярусов), отделенных друг от друга поверхностями стратиграфических несогласий: среднеордовикского (сетаньинская толща), среднеордовикско-силурийского (кулонская, гичинская свиты, тасканская серия, хуратская свита), нижнедевонского (сеттедабанская свита), ниже-среднедевонского (тихийская, загадочнинская свиты), франского (сегеняхская свита), фаменского (накалинская свита), нижекаменноугольного (якская, хамамытская свиты). С учетом материалов по соседним районам устанавливается, что начало развития каждого из перечисленных комплексов (ярусов) происходило в условиях рифтогенеза и сопровождалось образованием индикаторных плутонических, вулканических формаций, либо терригенных, зачастую грубообломочных, толщ. Так, заложению среднеордовикского комплекса, выполненного карбонатно-терригенной формацией (до 400 м), предшествовал на соседней с юга территории (лист Р-53-XXX) щелочно-ультрабазитовый с карбонатитами плутонизм (лединский комплекс), а начало среднеордовикско-силурийского – сопровождалось внедрением умереннощелочных базитов с высоким содержанием ниобия, лантана, лантаноидов (суордахский комплекс). В ранние фазы развития ниже-среднедевонского, франского, фаменского комплексов имели место излияния умереннощелочных эффузивов трахибазальтовой формации (бассейн р. Вост. Хандыга), внедрение мелких тел и образование диатрем формации щелочных ультрабазитов с карбонатитами с синхронным проявлением вулканической деятельности в виде излияний щелочных пикритов, туфов разного состава и метасоматоза карбонатитового типа (бассейн р. Сахары). Весьма вероятно, что перед формированием нижедевонского комплекса была вспышка плутонизма. На это указывают находки обломков изверженных пород основного состава в гипергенноизмененных брекчиях хуратской свиты, базальных конгломератах тихийской свиты ранне-среднедевонского возраста (бассейн р. Вост. Хандыга), а также несогласное налегание нижедевонских слоев (сеттедабанская свита) на дайку долеритов, установленное А. К. Иогансоном по руч. Хамамыт (Менкюле–Хандыгское междуречье). Рифтогенной фазе нижекаменноугольного комплекса отвечали грубообломочные грабеновые фации якской свиты.

Последующее развитие рассматриваемых комплексов происходило в условиях вялотекущего рифтогенеза, преобладания нисходящих движений и формировании карбонатных платформ, в составе которых заметную роль играли продукты щелочного и умереннощелочного базитового вулканизма. Первые были характерны для среднеордовикско-силурийской платформы, последние для платформ девонского периода.

Структурный план данного этапа для девонско-раннекаменноугольного времени в важнейших своих чертах был намечен в работах К. К. Левашова [8] и наиболее полно расшифрован А. В. Сагиром [14]. По всей вероятности, он был, в целом, унаследован со среднего ордовика–силура. Его основу создавал Сетте-Дабанский палеорифт, состоящий из серии протяженных линейных грабенов и разделяющих их поднятий. На рассматриваемой территории, отвечающей восточной части современной Сетте-Дабанской зоны, располагался Белореченский грабен (палеорифтовая зона). С запада он был ограничен Тыринским поднятием. Можно допускать, что наиболее прогнутой частью грабена был район современной Хотунской подзоны, в которой земная кора в отдельные этапы развития палеорифта приобретала субконтинентальный характер. На это указывает локализация на данном участке девонских силлов долеритов с четко выраженным натриевым типом щелочности. За время развития Белореченской палеорифтовой зоны с середины ордовика до раннего карбона сформировался сложный, полифациальный комплекс осадков и вулканитов мощностью до 5 км.

Второй подэтап отвечает пассивноокраинной стадии развития тектоно-магматического цикла. Он начался с позднего турне (курнахское время) и завершился в юре. На рассматриваемой территории распространены только каменноугольные отложения. В раннем карбоне (от позднего турне до визе) осадконакопление происходило в глубоководной обстановке перехода от склона к подножью в условиях лавинной седиментации. При содействии турбидных, разжиженных и грязекаменных потоков накопилась толща осадков мощностью более 1,5 км, образующих калькаренит-известняково-аргиллитовую с олистостромами формацию. Питающим источником были, скорее всего, карбонатные платформы рифтогенного типа. В конце раннего карбона началось формирование верхоянского терригенного комплекса, и осадконакопление приобрело исключительно терригенный характер. С серпуховского века и до середины позднего карбона в условиях подножья накопилась толща (1,5–1,7 км) горизонтально-, линзовиднос-

лойчатых, иногда градированных алевролитов, аргиллитов, редко – песчаников, содержащих в подчиненном объеме дистальные турбидиты [30]. Во второй половине позднего карбона и до конца рассматриваемого этапа, судя по материалам по соседним территориям, осадконакопление происходило сначала в условиях глубоководного конуса, а в дальнейшем в шельфовой и/или дельтовой обстановке.

Третий подэтап определяли процессы позднемезозойской коллизии, широко проявившиеся на Северо-Востоке России и создавшие основной структурный план района. Самыми ранними были субпослойные надвиги, развивавшиеся по маловязким горизонтам и вдоль ослабленных поверхностей несогласий. Они смещали друг относительно друга более жесткие пакеты (пластины) горизонтально- или пологозалегающих слоев. При наличии первичных неоднородностей (зон резкого фациального замещения, увеличения первичного наклона слоев и т. д.) сместители надвигов смещались вверх или вниз по разрезу, либо от них отделялись более круто залегающие взбросо-надвиги и взбросы, фронт развития которых мог ограничиваться толщиной скользящей пластины. Эти нарушения и сопутствующие им складчатые деформации создавали сложный парагенез листрических разрывов и складок с элементами автономного стиля в пределах крупных пластин.

Наиболее контрастными по своим физико-механическим свойствам (вязкости, мощности однородных слоев и пачек, тонкослоистости, наличию перерывов и несогласий и др.) являлись отложения склона и подножья пассивных окраин и карбонатные платформы рифтогенного типа. Вследствие этого они наиболее энергично реагировали на позднемезозойские стрессовые напряжения большим количеством субпослойных надвигов, определивших своеобразный структурный парагенез палеозойских толщ и, в целом, тектоническую расслоенность сформировавшихся ранее геодинамических комплексов. В целом, длительность формирования палеозойско-мезозойского цикла тектогенеза составляла около 350 млн лет.

Кайнозойский этап развития изучен крайне слабо, поскольку синхронные ему осадки на территории листа и соседних районов отсутствуют. Вероятно, здесь имели место в палеогене или неогене процессы рифтогенеза, о чем свидетельствует карбонатный массив (шток Амурский) в пермских отложениях бассейна р. Тыры.

Голоценовая история формирования рельефа освещена в главе «Геоморфология».

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа относится к Восточно-Верхоянской геоморфологической области и имеет преимущественно горный характер.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Большая часть территории листа занята структурно-денудационным рельефом, образовавшимся в результате препарирования элементов складчатых структур (Горностахская цепь и хребты Сетте-Дабан и Скалистый). На северо-западе и юго-востоке площади листа развит денудационный рельеф, связь которого с геологическим строением не столь отчетлива (участки Кербинского и Юдомо-Майского нагорий).

На территории листа **Горностахская цепь**, к которой приурочены отложения верхнего протерозоя (известняки, доломиты, алевролиты, песчаники), представлена своим северным окончанием. Ее рельеф отличается глубиной расчленения (до 1 000 м) и крутизной склонов (до 35–40°). Абсолютные высоты в среднем составляют 1 200–1 400 м, отдельные вершины поднимаются выше 1 600 м. Водоразделы в основном узкие, скалистые и большей частью сложены пластами устойчивых к выветриванию пород; их ориентировка в основном соответствует простиранию геологических тел. Большинство долин обладает V-образным поперечным профилем с крутыми прямыми склонами. Долины отличаются неразработанностью, их дно, как правило, занято лишь руслом и узкой полосой пойменной террасы. Самая северная часть Горностахской цепи (бассейн р. Мутула) имеет более спокойный и менее расчлененный рельеф с меньшими абсолютными высотами (до 1 000–1 200 м) и глубиной расчленения (до 500–600 м).

Значительная часть территории листа, протягивающаяся широкой полосой в меридиональном направлении, занята линейно-грядовым рельефом (**хребты Сетте-Дабан, Скалистый**), приуроченным к Сетте-Дабанской зоне. Он сложен терригенно-карбонатными породами палеозоя (преимущественно кембрия и ордовика), образующими линейные складки меридионального простирания, осложненные многочисленными разрывами того же направления. Основные элементы рельефа (водоразделы, многие долины) вытянуты в том же направлении в соответствии с геологической структурой. Полоса линейно-грядового горного рельефа разделяется на западную и восточную части меридиональной депрессией, приуроченной к Бурхалинскому разлому, с которой связаны долины рек и ручьев Левая Натали, Хариус, Бурхала. Зона Бурхалинского разлома шириною до нескольких километров характеризуется некоторым уменьшением абсолютных высот (порядка 1 100–1 200 м) по сравнению с прилегающими к ним участкам и более дробным расчленением.

К западу от Бурхалинского разлома абсолютные высоты составляют 1 200–1 300 м, иногда 1 500–1 600 м, в отдельных случаях – до 1 700 м при глубине расчленения до 500 м. Водоразделы большей частью обладают сглаженными очертаниями, склоны имеют преимущественно прямой профиль и крутизну до 25–30°, в отдельных случаях больше. Рельеф восточной части отличается значительной расчлененностью. Абсолютные высоты местами достигают почти 2 000 м (до 1 988 м) при глубине расчленения до 900 м. Многие водоразделы поднимаются выше границы леса, образуя гольцовые гряды. Во многих случаях, когда они сложены пластами более устойчивых пород, водоразделы представлены скалистыми гребнями. Склоны большей частью крутые и имеют в основном прямой профиль. Большая часть долин обладает V-образным поперечным профилем.

Часть **Кербинского нагорья** занимает северо-западную часть территории листа. Нагорье сложено слабо дислоцированными кембрийскими породами (известняки, доломиты, алевролиты), и связь его рельефа с геологическим строением проявляется не столь отчетливо, как в хребтах Сетте-Дабан и Скалистом. Абсолютные высоты в пределах Кербинского нагорья дос-

тигают 1 200–1 300 м, в отдельных местах до 1 400 м, при глубине расчленения до 400–500 м. Для него характерен низкогорный и увалистый рельеф с крупными массивными формами и мягкими очертаниями, относительно пологими склонами, лишь на отдельных участках достигающими крутизны 30–35°. Долины широкие с пологими склонами, нередко не имеющие четких границ.

Юдомо-Майское нагорье расположено на юго-восточной окраине листа. В структурном отношении оно соответствует Южно-Верхоянскому синклинию, сложенному породами верхоянского комплекса (главным образом, аргиллитами и алевролитами), которые не обладают значительной устойчивостью к денудации. Абсолютные высоты данной части нагорья составляют 1 200–1 300 м, до 1 500 м, при глубине расчленения до 500–600 м. Водоразделы обычно узкие сглаженные, склоны большей частью крутые (до 30–35°) с прямым профилем. В ориентировке водоразделов и разделяющих их долин не наблюдается какой-либо ясно выраженной закономерности.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф представлен холмистым и волнистым рельефом ледниковой и флювиогляциальной аккумуляции и флювиогляциальными террасами, а также надпойменными и пойменными террасами в долинах рек.

Образования ледникового ряда пользуются незначительным распространением на территории листа. Они представлены скоплениями ледникового материала в истоках р. Левая Натали и флювиогляциальными террасами в долинах рек Левая Натали и Белая. Высота террас и мощность слагающего их рыхлого материала различны и достигают 40 м (долина р. Левая Натали). Поверхность террас большей частью выровненная. К образованиям ледникового комплекса относятся также эрратические галька и валуны, распространенные в долинах и на прилегающих водоразделах рек Белой, ее притоков (руч. Чалбык и Таёжка), в бассейне верхнего течения рек Бурхала и Правой Натали, а также на склонах долины р.левой Натали.

Пойменные и низкие надпойменные террасы распространены практически во всех долинах. Их высота колеблется и достигает 10 м. Указанные террасы имеют большей частью выровненную, во многих случаях заболоченную поверхность. В долинах крупных рек на пойменных террасах наблюдаются следы блуждания русла в виде старичных озер и заболоченных понижений.

Крупнейшей рекой, протекающей по территории листа, является р. Белая. Ее долина ориентирована вкрест простирания основных геологических структур и в связи с этим относительно неширокая (до 1–1,5 км). На большей части своего протяжения в пределах территории листа она имеет «ящикообразный» поперечный профиль – крутые склоны и плоское дно, занятое пойменной и низкой надпойменными террасами. Глубина залегания плотика под современным руслом обычно невелика и составляет несколько метров [47], однако на отдельных участках она может значительно превышать эту величину. Так, в пойменной части долины р. Белой вблизи восточной рамки листа была зарегистрирована мощность подруслового аллювия, достигающая 60 м [51]. Наиболее вероятной причиной возникновения углублений в плотике, по-видимому, надо считать избирательное выщелачивание карбонатных пород.

Помимо флювиогляциальных террас в районе устья р. Чалбык, в долине р. Белой наблюдается также цокольные террасы высотой 50–60 и 20–40 м. В связи с небольшой мощностью сохранившегося на них аллювия, местами представленного лишь рассеянными плащом гальки и мелких валунов, площадки этих террас представляют собой, в сущности, обнаженные эрозионные поверхности, большей частью бугристые из-за различной устойчивости слагающих пород. В районе руч. Трехгорка поверхность 50–60 м террасы является дном древней долины р. Белой. Интересной особенностью данного участка является наличие озера Талого (Мускель) на дне указанной долины. По всей вероятности, котловина озера представляет собой участок переуглубленного дна реки (когда долина была действующей) за счет эрозии и растворения слагающих его карбонатных пород. Следы закарстованности этого участка наблюдаются и в настоящее время в виде воронок и провалов на перемычке, отделяющей озеро от долины р. Белой, а также известковых налетов в местах выхода вод, фильтрующихся сквозь перемычку [47].

Другой крупной рекой на территории листа является р. Бурхала. На протяжении около 30 км в нижнем течении ее долина тяготеет к зоне Бурхалинского разлома и идет согласно с геологической структурой, а выше этого участка сечет ее под острым углом. Наиболее широкие участки долины, где она достигает ширины 1–1,5 км, приурочены к зоне Бурхалинского разлома, выше по течению долина делается более узкой и крутосклонной. В долине р. Бурхалы также отмечены террасы высотой 50–60 и 20–40 м, сходные с описанными в долине р. Белой. Долина

нижнего течения руч. Муол (левого притока р. Бурхалы) имеет такой же характер, как и верхний участок долины р. Бурхалы.

Река Сугджа протекает по Кербинскому нагорью. В соответствии с общим характером рельефа этого участка она имеет широкую долину с пологими склонами и широким (до 1–1,5 км) дном, занятым преимущественно пойменной террасой.

Долины крупных ручьев на территории листа (Дим, Хотун, Хариус и др.) обычно имеют V-образный поперечный профиль и крутые склоны. В них отмечены лишь пойменные и низкие надпойменные террасы.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

На территории листа не сохранилось свидетельств, которые позволили бы воссоздать ранние этапы развития рельефа, очевидно лишь, что на протяжении длительного времени она представляла собой область сноса. По данным ряда исследователей к палеогену на Северо-Востоке России сформировалась пенепленезированная поверхность. В конце палеогена начался новый этап тектонических поднятий, врез гидросети, общий план которой, по-видимому, был близок современному, и формирование рельефа, основные черты которого сохранились до настоящего времени. Общая амплитуда поднятий за неотектонический этап оценивается в 1 500 м. Очевидно, что процесс устойчивого поднятия продолжается и в настоящее время, о чем говорят невыработанность продольного профиля рек и крутизна склонов. Поднятия, вероятно, имеют блоково-дифференцированный характер. Наиболее интенсивное воздымание испытывают юго-западная часть территории листа (Горностахская цепь) и полоса, примыкающая к восточной рамке листа (район Скалистого хребта). В ходе расчленения рельефа происходило вскрытие коренных источников золота и его перенос в русла водотоков.

Позднечетвертичное оледенение почти не затронуло территорию листа. Центром оледенения являлся хребет Сунтар-Хаята, где оледенение носило характер горного ледникового покрова. Западные ответвления этого покрова заходили на территорию листа по долинам рек Белая и Чалбык, Бурхала, Правая и Левая Натали. Поскольку ледники Северо-Востока России имеют низкие температуры льда и обладают малой подвижностью, ледник на территории листа пассивно перекрывал доледниковый рельеф и не оказал на него заметного воздействия. Деградация ледника происходила путем его превращения в поля мертвого льда, при таянии которого образовалось значительное количество талых вод, переносивших по поверхности ледника и откладывавших обломочный материал на различных элементах рельефа в виде флювиогляциальных террас и плаща эрратических гальки и валунов.

В голоцен формируются пойменные террасы и завершается формирование низких надпойменных террас.



ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Площадь листа Р-53-XXIV содержит разнообразный по видам и генетическим типам комплекс полезных ископаемых, важнейшим из которых является золото, образующее промышленные россыпные месторождения (в т. ч. одно крупное), а также коренные проявления и пункты минерализации разных генетических типов.

На территории содержатся перспективные проявления барита, фосфоритов, поделочных камней, проявления и пункты минерализации железа, хрома, меди, свинца, цинка, сурьмы, золота, серебра, флюорита. Имеется месторождение известняков, пригодных для производства строительной извести. Установлены проявления минералов-спутников алмазов.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

Пластовые лимонитовые и гематит-магнетитовые руды известны в пределах Кыллахской минерагенической зоны в рифейских отложениях на восточном крыле Горностахской антиклинали.

Проявление Малютка (IV-1-13) в правом борту одноименного ручья, левобережье р. Белой, представляет собой пласт гематит-магнетитовых руд мощностью 1,1–2,5 м в песчаниках нижнеталынской подсвиты среднего рифея в 40 м ниже ее кровли [47]. Пласт прослежен по простиранию на 2,5 км, имеет массивную текстуру и сопровождается в кровле и подошве бедными полосчатыми вкрапленными рудами на мощность до 1–1,5 м. Кроме магнетита и гематита, в рудах содержится гетит, пирит, а также кварц, барит, альбит, железистый хлорит. Визуально содержание окислов железа в пласте оценено в 40–45 %. Пробирным анализом в одной пробе установлено 0,4 г/т золота, спектральный анализ выявил примесь Ge (до 0,002 %), Zn (до 0,07 %), Ti (до 0,7 %). Поскольку пласт изучен только в двух пересечениях, весьма вероятно линзовидное распределение минералов железа в горизонте. Вряд ли проявление имеет промышленную ценность.

Пять *пунктов железной минерализации* (II-1-1, 3, 4, 5; II-2-3) представлены лимонитовыми брекчиями в алевролит-аргиллитовых пачках саларской, эльдиканской и вильской свиты верхнего рифея и в доломитах фирской свиты среднего рифея [47]. Пункты минерализации изучались по делювию и редким коренным выходам. Мощность рудных тел оценена в 1,0–1,5 м, по простиранию они прослежены на первые десятки метров. По данным химического анализа штучных проб содержание железа составило 35–60 %. Малая мощность и протяженность рудных тел однозначно подтверждает отрицательную оценку этих проявлений.

Еще один *пункт железной минерализации* (II-2-2) представлен линзой (1,5×3 м) интенсивно пиритизированных доломитов гренской свиты верхнего рифея, содержащей рассеянную вкрапленность сфалерита и галенита. По химическому анализу штучной пробы содержание железа – 16 %. Пункт минерализации оценен отрицательно.

ХРОМ

Пункт минерализации хрома (IV-1-7), связанный с хромитсодержащими песчаниками, находится на правом борту р. Белой против устья руч. Трехгорка и приурочен к подошве талынской свиты среднего рифея [47]. Мощность горизонта составляет около 1 м. Светло-серые среднезернистые кварцевые песчаники имеют голубовато-серую окраску за счет хромсодержащей слюды – фуксита. Распределение ее неравномерно-послойное, максимальное ее содержание

связано со слоями, содержащими окатанные мелкие (0,1–0,5 мм) зерна хромита. В участках развития фуксита зерна хромита замещаются магнетитом. Фуксит совместно с гидромусковитом слагает цемент породы (до 3 %). Среди аксессуаров, кроме хромита, установлены турмалин, циркон, сфен и лейкоксен. Содержание хрома в обогащенных хромитом и фукситом прослоях (1–10 см) достигает 0,1–0,3 %. Ввиду малой мощности и низких содержаний хрома пункт минерализации не имеет практического значения.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На площади листа известны проявления меди и пункты медной минерализации нескольких генетических типов: медно-свинцово-цинковое (блеклорудное) гидротермальное в верхнерифейских осадочных породах, медно-полиметаллическое гидротермальное в терригенно-карбонатных породах нижнего рифея, вкрапленное медное в базальтах верхнего девона, убогое вкрапленное стратиформное в песчаниках, сланцах и карбонатных породах верхнего рифея и венда.

Два проявления блеклорудной полиметаллической минерализации приурочены к отложениям фирской и вильской свит среднего–верхнего рифея на северо-западном крыле Горностахской антиклинали.

Рудопроявление Северный (Ш-1-1) расположено в истоках руч. Сыалысардах [5, 47]. На площади 1,7×1,5 км распространены делювиальные обломки брекчий доломитов фирской и вильской свит, сцементированные карбонатом, кварцем и рудными минералами. Рудные тела предположительно имеют форму межпластовых линзовидных брекчий мощностью до 1 м. Рудные обломки обохренные, выщелоченные с примазками азурита и малахита. Главные рудные минералы: теннантит, энаргит, сфалерит, галенит, азурит, малахит, реже встречаются пирит, барит, флюорит, халькозин, куприт. Галенит-сфалеритовая минерализация подчинена медной и обычно обособлена от нее. Рудные минералы распределены крайне неравномерно, они присутствуют в цементе брекчий в виде вкрапленности, прожилков, гнезд, просечек. Концентрация рудных минералов меняется от 0 до 10–15 %. По химическому анализу штуфов медных руд содержание меди колеблется от 0,1 до 4,75 %, цинка – от 0,05 до 0,95 %. В виде примесей спектральным анализом установлены: сурьма (0,2–1 %), мышьяк (0,3–1 %), серебро (до 0,003 %), кадмий (0,003–0,01 %), германий (0,0002–0,002 %), ртуть (0,015–0,07 %). В галенит-сфалеритовых рудах по штуфам содержание свинца достигает 1 %, цинка – 2,46 %.

Рудопроявление Горонастыль (Ш-1-3) расположено в 7 км к юго-юго-западу от участка Северный, на водоразделе руч. Старый Горонастыль и Медвежий [5, 47]. По геологическому строению, типу руд и их предполагаемой морфологии рудопроявление Горонастыль аналогично участку Северный. По развалам оруденелый пласт, насыщенный блеклыми рудами и галенитом и приуроченный к кровле фирской свиты, прослежен на 350 м. В сравнении с рудопроявлением Северный, в рудах участка Горонастыль больше галенита и сфалерита, присутствуют пирит и халькопирит, последний в виде эмульсионной вкрапленности в тетраэдрите. Руды по преимуществу сильно выщелоченные и обохренные. По данным химического анализа штуфных проб содержание меди колеблется от 0,13 до 1,72 %, свинца – от 0,07 до 9,70 %, цинка – от 0,11 до 5,80 %. В качестве примесей спектральным анализом установлены мышьяк (0,03–0,7 %), сурьма (до 0,0005 %), германий (до 0,0002 %), ртуть (0,01–0,07 %), кадмий (0,002–0,05 %), серебро (до 30 г/т).

Вскрышные работы на обоих участках не проводились, их площади слабо обнажены, что препятствовало прослеживанию рудных развалов по простиранию. Единственным основанием для положительной перспективной оценки обоих участков явилось высокое содержание рудных компонентов в отдельных штуфных пробах [47].

Краснохолмское медно-полиметаллическое проявление (IV-1-5) в ядре Горностахской антиклинали, локализованное в секущей зоне разлома среди терригенно-карбонатных пород трехгорной свиты, расположено на правом берегу р. Белой против устья руч. Трехгорка [47, 57]. На участке рудопроявления распространены пологозалегающие отложения верхней части трехгорной свиты и перекрывающие их с небольшим угловым несогласием кварцевые песчаники с пачкой вишневых алевролитов основания талынской свиты. Осадочные породы прорваны дайкой диабазов мощностью 5–15 м с крутым (55–80°) падением к северо-востоку. Дайка приурочена к зоне разлома северо-западного (300–325°) простирания протяженностью более 500 м и мощностью 15–50 м, максимальной в центральной части участка. В зоне разлома располагается основная рудная зона с большим количеством мелких жил и участков богатых прожилково-

вкрапленных медно-свинцово-цинковых руд с содержанием сульфидов более 5 %. Минерализация приурочена в основном к контакту дайки диабазов с песчаниками, алевролитами и доломитами трехгорной свиты. На участке рудопроявления выделяются пирит-халькопиритовый, сфалерит-галенитовый и сфалеритовый минеральные типы руд, содержащие примесь халькозина, арсенопирита, вторичных минералов меди, свинца, цинка. Латеральная зональность оруденения выражена в приуроченности свинцово-цинковых руд (с примесью кадмия и серебра) к центральному и северо-западному отрезкам рудной зоны, а халькопиритовых руд (с примесью золота и серебра) – к юго-восточной ее части. Распределение рудных компонентов крайне неравномерное. По данным штучного опробования [57] содержания меди составляют 1,7–15,4 %, свинца – до 7,8 %, цинка – до 3,8 % (химический анализ), примесь кадмия – до 0,002 %, золота – до 1,5 г/т, серебра – до 27 г/т (пробирный анализ). Золото связано с халькопиритом.

Пункт медной минерализации (III-4-8), связанный с покровом базальтов сегеняхской свиты верхнего девона, находится на крутом восточном крыле Сетаньинской антиклинали в верхнем течении руч. Накали [36]. В миндалекаменных базальтах в кровле покрова выделен оруденелый интервал мощностью 1–2 м. Медная минерализация (халькопирит, малахит) на этом уровне прослежена с перерывами вдоль структуры на 10 км. Предполагаемая протяженность непрерывно рудоносных интервалов – 200–400 м. По 4 штучным пробам определены содержания меди – от 0,05 до 0,5 %. Ввиду низких содержаний перспективы участка оценены отрицательно.

Пункт медной минерализации (I-2-5) типа медистых доломитов установлен в зеленовато-светло-серых доломитах малской свиты венда на северном периклинали Горностахской антиклинали в верховьях р. Сугджу [38]. Мощность пласта с меднорудной минерализацией 1,8 м, он прослежен поисковыми маршрутами к северу на 3 км. Доломиты содержат рассеянную вкрапленность халькозина, ковеллина, реже – халькопирита и борнита. По данным спектрального анализа штучных проб содержание меди составляет 0,1–0,2 %, по данным химического анализа в тех же пробах содержится 0,003–0,063 % меди. Из-за низких содержаний меди практического интереса этот медоносный пласт не представляет.

Убогая вкрапленность сульфидов меди содержится также в базальном горизонте песчаников бикской свиты и в песчаниках в кровле нижнебикской подсвиты [5, 47]. На этих уровнях установлены пункты медной минерализации на соседнем к югу листе Р-53-XXX, на нашей территории интенсивность медного оруденения заметно снижается, имеются лишь коренные пробы с повышенным содержанием (до первых десятков долей процента) меди.

Дополнительную информацию о возможном нахождении медной минерализации на площади листа несут *шлиховые* и *вторичные геохимические ореолы и потоки*, сведения о которых приведены в приложении 2.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Объекты свинцово-цинковой минерализации на территории листа весьма немногочисленны и, помимо указанных в разделе «Медь» проявлений (Северный, Горонастьль, Краснохолмское), представлены Димским проявлением и двумя пунктами стратиформной галенит-сфалеритовой минерализации в верхнерифейских карбонатах и незначительными точками полиметаллической минерализации в кварцевых жилах, секущих отложения верхоянского тригигенного комплекса.

Димское рудопроявление стратиформное свинцово-цинковое (III-2-2) расположено на восточном крыле Горностахской антиклинали в верховьях руч. Дим (правый приток р. Белой) и приурочено к доломитам гренской свиты [5, 47, 57]. Вкрапленная и гнездовая минерализация галенита и сфалерита прослежена с перерывами на 20 км к югу и северу по простиранию свиты. Рудовмещающая толща представлена темно-серыми, черными кальцитизированными доломитами, моноклиально падающими к востоку под углом 30–40°. Горными работами рудоносный горизонт вскрыт на четырех разобщенных участках (по руч. Еловый, в правом борту руч. Дим, по руч. Восточный и по руч. Мускель), а между ними изучен поисковыми маршрутами. По простиранию оруденение крайне неравномерное, отдельные участки богатых руд чередуются с убоговкрапленными и безрудными отрезками. Рудная минерализация сосредоточена в нижней половине верхней доломитовой пачки гренской свиты. На отдельных участках выделяется до 3–4 рудоносных горизонтов мощностью от 1 до 14 м. Рудные интервалы с содержанием сульфидов свинца и цинка более 1 % обычно не превышают по мощности 1 м, а богатые линзы с содержанием суммы свинца и цинка более 5 % имеют мощность 10–20 см. Руды прожилково-вкрапленные, сульфиды приурочены обычно к выделениям белого кристаллического кальцита, пронизывающего темные доломиты в виде прожилков, гнезд, линз, реже образующего вкрап-

ленность и прожилки непосредственно в доломите. Главными рудными минералами являются сфалерит и галенит, им подчинены пирит, халькопирит, самородная сера, барит. Мономинеральные гнезда сфалерита иногда достигают 10–15 см в поперечнике. Преобладает сфалерит красновато-коричневой и медово-желтой окраски. Спектральным анализом в сфалерите установлена примесь кадмия и германия (более 0,1 %), олова (до 0,005 %), висмута (до 0,007 %), серебра (до 30 г/т), в галенитах содержится до 0,2 % мышьяка, до 0,01 % – сурьмы и свыше 30 г/т – серебра. Вскрышные работы показали, что рудные тела представляют собой короткие (до 30 м длиной) линзы мощностью 1,0–2,0 м с содержанием свинца – 0,6–7,0 % и цинка – 0,5–6,0 %. Именно небольшие параметры собственно рудных тел, несмотря на региональную протяженность рудоносного уровня, позволяют сделать вывод о бесперспективности участка [47].

Пункт свинцовой минерализации Перекатный (IV-1-3) находится на левом борту р. Белая в 2,2 км выше по течению устья руч. Дим [5, 57]. Здесь песчаники тальинской свиты среднего рифея несогласно налегают на карбонатные породы белореченской свиты нижнего рифея. Под несогласием на протяжении 100 м наблюдаются развалы глыб обохренных кремнистых доломитов с прожилками и вкрапленностью галенита и пирита. Минерализация приурочена в основном к трещинам в линзах и прослоях кремней. Мощность рудоносного интервала около 5 м. По химическому анализу содержание свинца – 4,0–5,3 %, цинка – 0,15–0,3 %, германия (спектральный анализ) – до 0,001 %. Проявление бесперспективно.

Вторичные геохимические ореолы и потоки свинца и цинка распространены по большей части на западной половине территории, где они оконтуривают Димское, Северное, Горонастыльское рудное поля, а также приурочены к содержащим рассеянную вкрапленность сфалерита и галенита карбонатным отложениям рифея и венда. Заверочные работы по ряду этих объектов дали отрицательные результаты. Характеристика ореолов и потоков свинца и цинка содержится в приложении 2.

СУРЬМА

На площади листа установлено два незначительных по масштабам пункта сурьмяной минерализации.

Один из *пунктов минерализации (II-4-4)* расположен в верховьях руч. Двойной, правого притока руч. Муол [36]. Здесь в зоне меридионального регионального взброса, косо пересекающего восточное крыло и ядро Сетаньинской антиклинали, установлена зона брекчирования мощностью до 5 м в известняках и доломитах таяжской свиты нижнего силура. Зона содержит карбонатно-кварцевые прожилки мощностью до 10 см с гнездово-прожилковой блеклорудной минерализацией. По развалам вдоль зоны разлома минерализованная зона прослежена на 400 м. По данным спектрального анализа штучных проб в рудных обломках содержится 1 % сурьмы, 0,2 % свинца, 0,1 % цинка, 0,2 % мышьяка. Пробирный анализ показал следы золота и 30 г/т серебра. Из-за низких содержаний и малой протяженности зона серебро-сурьмяного оруденения признана бесперспективной.

Другой *пункт сурьмяной минерализации (с цинком и свинцом) (I-4-1)*, также приуроченный к доломитам таяжской свиты, расположен на западном крыле Верхнехотунской антиклинали, на правобережье среднего течения р. Прав. Натали [36]. Он в целом аналогичен описанному выше, но отличается более высокими содержаниями свинца и цинка. Структура на участке нарушена субмеридиональным сбросом с падением плоскости сместителя к востоку под углом 50–60°. Мощность минерализованной зоны по элювию до 5 м, она сложена дробленными прокварцованными доломитами и прослежена по простиранию на 80 м. Оруденение представлено редкими гнездами и прожилками сульфосолей свинца, галенита и сфалерита в кварце и брекчированных доломитах. По данным спектрального анализа установлены содержания сурьмы – 1 %, свинца – около 3 %, цинка – около 2 %, кадмия – 0,15 %. Пробирный анализ показал следы золота и 30 г/т серебра. Проявление признано бесперспективным.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

Золото является основным полезным ископаемым на площади листа. Оно образует промышленные россыпи, сконцентрированные в пределах трех золотороссыпных узлов: Хандинского, Бурхалинского, Сегенинского (см. Схему минерагенического районирования). Проявления и пункты минерализации коренного золота имеются во всех трех минерагенических зонах.

КОРЕННОЕ ЗОЛОТО

Рудопроявление Светлинское (IV-1-12) расположено в среднем течении одноименного ручья, левого притока р. Белая [47, 61, 74]. Впервые коренная золотоносность на этом участке была установлена в 1939 г. при отработке богатой россыпи руч. Светлый [48]. В дальнейшем на рудопроявлении неоднократно проводились поисковые и оценочные работы, в ходе которых дополнялись сведения о геологическом строении участка и его золотоносности.

Рудопроявление располагается в ядерной части Горностахской антиклинали. В его строении участвуют карбонатно-терригенные отложения пионерской и трехгорной свит нижнего рифея и песчаники талынской свиты среднего рифея. Рудное поле занимает площадь около 1 км² и целиком расположено в поле развития пионерской свиты. Структура рудного поля представляет собой асимметричную антиклинальную складку северо-северо-восточного простирания, нарушенную многочисленными разрывами. Западное крыло более крутое (30–55°), восточное – пологое (10–20°). Наиболее крупным разрывом является Светлинский разлом, по которому восточная часть рудного поля сброшена на 100–150 м. Разлом представляет собой вертикальную зону дробления мощностью до 20 м, сопровождающуюся оперяющимися трещинами и смятием окружающих пород. Светлинский разлом пострудный, им смещаются золотоносные кварцевые жилы, но заложение его, по всей видимости, предталынское [44]. Рудовмещающая пионерская свита (видимая мощность 600–650 м) разделена на две подсвиты, а собственно рудовмещающая нижняя подсвита (150–200 м) – на 6 пачек [44]. Подсвита сложена внизу светло- и темно-серыми преимущественно кварцевыми песчаниками, вверху – переслаиванием темноцветных песчаников, алевролитов, нередко пиритизированных, с подчиненными пластами доломитов. Характерной особенностью верхней части подсвиты является присутствие в ассоциации с алевролитами измененных пепловых туфов среднего и кислого состава [44]. Магматические образования в пределах рудного поля представлены дайками конга-диабазов, разделяющимися на субпластовые, продольные (субмеридиональные) и поперечные (субширотные). Единственное субпластовое тело сильно измененных диабазов мощностью 15–20 см установлено в штольне среди золотовмещающих отложений пионерской свиты. Поперечные дайки немногочисленны, длина их достигает 2,2 км. Наиболее крупная дайка местами окварцована, содержит вкрапленность пирита, реже – халькопирита, галенита и сфалерита. Более многочисленны продольные дайки, развитые в основном в приподнятом западном блоке рудного поля. Субширотные и субмеридиональные дайки относят к позднерифейскому улаханбамскому магматическому комплексу. Субпластовая дайка, возможно, имеет более древний среднерифейский возраст [74].

На проявлении Светлинское выделяется 4 морфологических типа рудных тел: 1) субпластовые (седловидные) кварцевые жилы; 2) зона межпластового сетчатого прожилкования, дробления; 3) секущие кварцевые жилы; 4) секущие зоны дробления и смятия [74]. Эти морфологические типы слагают 3 рудных зоны, в которых сконцентрирована большая часть золотого оруденения рудного поля. Зона № 1 представлена субпластовой зоной окварцевания песчаников с кварцевыми жилами, локализована в третьей пачке нижнепионерской подсвиты непосредственно под пластом оолитовых доломитов. Мощность зоны колеблется от 3 до 7 м, строение ее сложное, интенсивно окварцованные участки чередуются со слабоокварцованными. Протяженность зоны – 350 м, на западе она ограничена долиной руч. Светлый, на востоке – зоной Светлинского разлома. Распределение золота в зоне крайне неравномерное. Наиболее высокие содержания установлены в кварцевых жилах (до 106 г/т), в окварцованных песчаниках они редко превышают 5 г/т. Среднее содержание по зоне принято 10 г/т при выемочной мощности 1,6 м [74]. Зона № 2, как и первая, также находится на правом борту руч. Светлый, но расположена стратиграфически выше – непосредственно под пластом строматолитовых доломитов. Зона № 2 отличается от первой меньшим количеством кварцевых жил, меньшей мощностью (2–4 м) и более низкими содержаниями золота (до 5 г/т); протяженность ее – 250 м. Зона № 3 выделена на левом борту руч. Светлый между ручьями Сухой и Пионер. Это маломощная (до 2 м) зона прокварцевания песчаников с единичными линзами кварца. Золото установлено только в 5 пробах в количестве 0,5–4,4 г/т.

Помимо названных трех зон, золотое оруденение имеется также на северном замыкании Светлинской антиклинали (левый борт руч. Пионер). Здесь в третьей пачке нижнепионерской подсвиты вблизи Светлинского разлома вскрыты согласная и секущие кварцевые жилы мощностью 1,5–3,0 м, сложенные белым средне-крупнозернистым кварцем с многочисленными ксенолитами песчаников и глинистых сланцев. Содержание золота по жиле – от 0,1 до 3,0 г/т. Более золотоносны прокварцованные песчаники в кровле жилы: содержание золота в них на мощность 0,6 м составляет от 3,8 до 14,4 г/т, а в согласном кварцевом прожилке (0,1 м) –

9,4 г/т. Золотоносные тела небольших размеров установлены также во второй и первой пачках нижнепионерской подсветы, а секущая жильная зона – в верхнепионерской подсвете. Секущая зона наиболее интересна; она состоит из серии (4–10) сближенных параллельных кварцевых жил мощностью от 5 до 8 м. Морфология жил и содержание в них золота сильно изменчивы по простиранию и падению зоны. Максимальные содержания золота в маломощных (0,05–0,2 м) кварцевых жилах достигают 50–120 г/т. По простиранию зона прослежена на 80 м, к востоку кварцевые жилы выклиниваются и золотоносность резко падает.

По вещественному составу Светлинское рудопроявление является типичным представителем золото-кварцевой малосульфидной формации. Содержание сульфидов в рудах обычно менее 1 % и редко достигает 2 %; они тяготеют к зальбандам жил или включениям вмещающих пород и представлены пиритом, арсенопиритом и халькопиритом, реже – галенитом и сфалеритом. Золото в рудных телах наблюдается часто в пустотах выщелачивания на контактах с ксенолитами глинистых сланцев. Золото мелкое – от долей миллиметра до 2 мм, редко – до 8 мм. Пробность золота в диапазоне 895–912.

В пределах Сетте-Дабанской минерагенической зоны и составной ее части – Бурхалинской потенциально золоторудной зоны – расположено *Левонаталинское проявление* золота (I-3-4), также относящееся к золото-кварцевой малосульфидной формации и связанное с пропицитизированными дайками диабазов [36]. Общая площадь Левонаталинского рудного поля составляет около 50 км², оно вытянуто к юго-юго-западу от среднего течения р. Лев. Натали до верховьев руч. Летун. Проявление открыто в 1966 г. [67] и изучалось в 1960-е годы. Рудное поле охватывает ядро и восточное крыло Наталинской антиклинали, сложенные отложениями верхнего кембрия (бияхская свита) и нижнего ордовика (атырбахская, саккырырская свиты). Интрузивные породы представлены исключительно дайками диабазов сеттедабанского комплекса мощностью от 1 до 15 м и протяженностью от 200 м до 16 км (с перерывами). Ориентировка даек субмеридиональная, согласная с общим простиранием складчатых структур и разрывных нарушений. Все диабазы зеленокаменно изменены, а некоторые сильно рассланцованы и пропицитизированы. Пропицитизация наиболее интенсивно проявлена в своде антиклинали. Диабазы пронизаны кварцевыми жилами и прожилками. В диабазах и прожилках содержится рассеянная и гнездовая вкрапленность сульфидов: пирит, арсенопирит, халькопирит, редко – галенит и сфалерит; в единичных случаях наблюдается самородное золото. Наиболее крупными разрывными нарушениями в пределах участка являются ветви Бурхалинского регионального разлома – субмеридиональные Долгучанский и Натыгинский разломы. В зонах разломов наблюдаются карбонатно-кварцевые жилы и прожилки с убогой мелкой вкрапленностью пирита. Характерно, что золоторудная минерализация в дайках диабазов проявлена только в зоне между двумя этими разломами шириной 1–1,5 км.

В пределах рудного поля выделены и изучены три золотоносные гидротермально измененные дайки диабазов, локализованные в сводовой части и на восточном крыле Натыгинской антиклинали. Вмещающими породами являются известняки, глинистые и известково-хлоритовые сланцы бияхской и атырбахской свит. Дайки имеют субмеридиональное простирание (10–15°) и падение к западу (50–75°). Они непрерывно прослеживаются на первые сотни метров–2 км при средней мощности 4–5 м. Контакты их с вмещающими породами четкие, прямые; в экзоконтактах наблюдаются зоны осветления и мраморизации на мощность 0,5–1,5 м. Все дайки рассечены сетью карбонатно-кварцевых прожилков и жил. Интенсивность гидротермальной переработки даек возрастает с юга на север. Густота насыщения даек жилами и прожилками неравномерна и достигает местами 30–40 %. В интервалах сгущения и пересечения прожилков и жил диабазы интенсивно пропитаны кварцем, обогащены сульфидами и характеризуются повышенными содержаниями золота. Дайка № 1 находится в присводовой части Натыгинской антиклинали, прослежена с перерывами на 10 км и вскрыта 18 канавами. Мощность дайки колеблется от 1,5 до 15 м, составляя в среднем 5 м. Содержания золота по опробованным интервалам общей протяженностью 3,6 км составили 0,2–3,4 г/т (среднее – 0,6 г/т). Прогнозные ресурсы по дайке оценены в 3,4 т [36]. Дайка № 2 расположена на восточном крыле антиклинали, в присводовой части. Мощность дайки 0,9–5 м, по простиранию с перерывами она прослежена на 13 км, изучена по 8 обнажениям и 8 канавам. Содержание золота по опробованным интервалам на мощность 1,0–3,5 м (средняя – 2,5 м) составило 0,2–3,6 г/т (в единичных случаях – 108 г/т), в среднем – 1,0 г/т. Прогнозные ресурсы на оцененную длину 1,65 км составили 2,1 т. Дайка № 3 находится на восточном крыле Натыгинской антиклинали. Мощность ее от 2,5 до 11 м, прослежена с перерывами на 14 км. На этом протяжении выделено 5 гидротермально-измененных отрезков общей длиной 2,6 км, вскрытых 20 канавами. В сравнении с дайками № 1 и № 2 дайка № 3 характеризуется более интенсивной гидротермальной переработкой, развитием пологих лестничных жил и прожилков, содержащих видимое золото. Содержания золота по

опробованным интервалам составили 0,2–40 г/т (среднее – 1,0 г/т) на мощность от 2,2 до 4,0 м (средняя – 3,0 м). Прогнозные ресурсы по дайке № 3 составили 4,5 т золота, а суммарно по трем дайкам – 10,0 т. При этом глубина подсчета ресурсов принималась равной глубине эрозионного вреза даек – 180–200 м [36].

Объекты, по которым подсчитаны ресурсы, не могут рассматриваться в настоящее время как объекты промышленной переработки из-за низких содержаний золота.

Помимо минерализованных даек, золотоносными в пределах Левонаталинского рудного поля являются также минерализованные зоны смятия и прожилкования, карбонатно-кварцевые и кварцевые жилы. Минерализованные зоны смятия и прожилкования пользуются широким распространением и приурочены к крупным субмеридиональным разрывам. Мощность их от первых метров до 30–40 м, по простиранию они прослеживаются от первых сотен метров до 10–15 км. Зоны, изученные по горным выработкам и естественным обнажениям, состоят из серии тектонических швов, разделенных интенсивно смятыми и рассланцованными породами. Они пронизаны крайне невыдержанными жилами и прожилками сложной морфологии. Рудная минерализация в них встречается редко и представлена рассеянной и гнездовой вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита и сфалерита. Из 140 проб лишь в 4 установлены содержания золота от 0,2 до 0,6 г/т и в двух – от 1,5 до 2,2 г/т. Содержания серебра низкие (1,0–14,3 г/т). Слабо золотоносные минерализованные зоны не являются золоторудными объектами, но вполне могли быть коренными источниками шлиховых ореолов золота.

Карбонатно-кварцевые жилы, также широко распространенные в пределах рудного поля, характеризуются сложной морфологией и при небольшой протяженности (25–30 м) имеют широкий диапазон мощности (от первых сантиметров до 5–6 м). Жилы секущие, реже – межпластовые, простирание их субмеридиональное. Сложены они молочно-белым крупнокристаллическим кварцем (50–60 %) и белым кальцитом (40–50 %), реже – светло-коричневым анкеритом. Рудные минералы представлены убогой вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита (не более 1 %). Золото визуально не наблюдалось. Из 80 проб лишь в одной установлено золото в количестве 0,6 г/т, содержания серебра тоже низкие (до 1–6,4 г/т). В обогащенных сульфидами участках установлены повышенные содержания меди (0,5–1 %). Практического интереса этот тип жил не представляет.

Однотипные с Левонаталинским проявлением *пункты минерализации* золота (I-3-6; I-4-8; II-3-2; II-4-1; III-3-5; III-4-4) известны в других частях Сетте-Дабанской минерагенической зоны и представлены минерализованными пропилитизированными дайками, либо зонами кварц-кальцитового прожилкования. Все они характеризуются незначительными параметрами (до 150 м по простиранию и 1–5 м мощностью) при содержаниях золота – 0,2–8 г/т (в среднем – менее 1 г/т). Как правило, эти пункты минерализации находятся внутри крупных шлиховых ореолов золота и, видимо, являются источниками последнего в этих ореолах. Пунктам минерализации «дайкового» золота сопутствуют вторичные геохимические ореолы мышьяка, серебра, меди, цинка.

Сетаньинское проявление золота (IV-3-9) расположено на левобережье приустьевой части р. Сетанья, между ее левыми притоками Первый–Третий. Проявление объединяет серию золотоносных минерализованных даек диабазов, локализованных в пределах Сетаньинского рудного поля, площадь которого (6,0×2,5 км) охватывает свод Сетаньинской антиклинали на пересечении ее Хандинским поперечным глубинным разломом [51]. Коренная золотоносность в пределах рудного поля была установлена в 1960 г., и в течение нескольких десятилетий параллельно с обработкой россыпи по руч. Сетанья проводилось изучение коренной золоторудной минерализации. В 1970-е годы было установлено распространение в пределах рудного поля трех структурно-морфологических типов золотоносных тел [73]: 1) субмеридиональные минерализованные зоны дробления; 2) субсогласные и секущие кварцевые и карбонат-кварцевые жилы в межпластовых трещинах отслоения; 3) зоны кварцевого и карбонат-кварцевого прожилкования штокверкового типа в дайках диабазов и их экзоконтактах. Сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, галенит – до 1 %) установлена во всех трех типах золотоносных тел, но распределение золота отличается крайней неравномерностью. Из 900 проб лишь в 50 установлены содержания золота от 0,2 до 34 г/т, в том числе лишь 4 пробы показали от 3,0 до 34 г/т. В 1970-е годы был сделан однозначный вывод о бесперспективности изученных золотоносных тел, которые, несмотря на значительную мощность и протяженность, отличались крайне невыдержанными и убогими содержаниями золота. Переоценка проявления Сетанья, проведенная Телкенджинской партией [51], привела к заключению, что практический интерес может представлять только третий морфологический тип минерализованных зон, непосредственно связанный с дайками диабазов.

Сетаньинская антиклиналь, образованная темными известняками и аргиллитами тисовской

и билахской свит верхнего кембрия, представляет собой сильно сжатую структуру с умеренно крутым (40–50°) западным крылом и опрокинутым восточным. Замок складки осложнен мелкими складками высоких порядков. Сильно деформированные породы верхнего кембрия метаморфизованы до уровня хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. Субмеридиональные Западно- и Восточно-Сетаньинский взбросы осложняют осевую часть антиклинали. Интрузивные образования, распространенные на западном крыле присводовой части Сетаньинской антиклинали, представлены серией сближенных субмеридиональных даек диабазов мощностью от первых метров до 15 м и протяженностью от 500 м до 2,5 км. Дайки падают на запад под углом 50–60°. Диабазы даек в разной степени подверглись метаморфическому и гидротермально-метасоматическому преобразованию вплоть до превращения их в щелочные натровые метасоматиты – эйситы, являющиеся основными золотоносными породами. Эйситы образуют тела неправильной формы светло-зеленовато-серого цвета, отчетливо выделяющиеся на зеленом фоне диабазов. Зоны брекчирования эйситов подверглись окварцеванию, анкеритизации с образованием жильно-прожилковых зон штокверкового типа, несущих рудную минерализацию. Минеральный состав эйситов: перекристаллизованные альбит, анкерит, кварц, серицит с аксессуарными рутилом, апатитом (до 5 %), монацитом. Рудные минералы (1–5 %) представлены пиритом, арсенопиритом, галенитом, сфалеритом, теннантитом, пирротинном и золотом. Помимо самостоятельных выделений, золото концентрируется в пирите и арсенопирите (до 72 г/т).

Рудные тела проявления Сетанья представляют собой эйситизированные участки даек диабазов, составляющие иногда до 50 % объема дайковых тел. Выделено 7 рудных тел протяженностью от 500 до 2 500 м при средней мощности от 8 до 50 м и содержании золота – от 0,2 до 34 г/т (среднее – 0,6 г/т). Установленный вертикальный диапазон золотого оруденения составляет 200 м, причем на низших гипсометрических уровнях вскрывается наиболее продуктивная часть золотоносных даек диабазов. Это позволило провести «подвеску» прогнозных ресурсов до глубины 100 м ниже уровня эрозионного вреза и оценить прогнозные ресурсы золота на участке Сетанья по категории P_2 при содержании – 0,6 г/т в 17,4 т. Низкие содержания золота не позволяют отнести эти ресурсы к категории промышленных.

РОССЫПНОЕ ЗОЛОТО

Россыпные месторождения золота являются единственными промышленными месторождениями полезных ископаемых на площади листа Р-53-XXIV. Золотодобыча из россыпей в бассейне р. Белой велась, по крайней мере, с первой половины XIX века, а с 30-х гг. XX века начались планомерные поиски и разведка россыпного золота параллельно с отработкой россыпей. Последние 30 лет планомерная добыча россыпного золота на изученной территории не велась, хотя местами отработка россыпей продолжается до сих пор. Сведения о добыче золота из россыпей не были систематизированы. Оценочные маршруты М. С. Щербакова в 1998 г. показали, что практически все месторождения обрабатывались хищнически, выработка составила 50–80 % от балансовых запасов золота. Единственным исключением является россыпь руч. Светлого, выработанная на 95 %, на которой отработка золота еще продолжается.

Данные по россыпям золота территории, их запасам, состоянию разведанности и эксплуатации приведены в приложениях 3, 4, 5.

Россыпные месторождения территории объединяются в три золотороссыпных узла: Бурхалинский, Хандинский, Сегеннинский (см. Схему минерагенического районирования).

Бурхалинский золотороссыпной узел протягивается в субмеридиональном направлении вдоль зоны влияния Бурхалинского глубинного разлома от северной рамки листа (верховья р. Лев. Натали) до нижнего течения р. Бурхала на юге более чем на 60 км и включает *россыти р. Лев. Натали (I-3-5), Решающий (III-3-2), Ближний (III-2-5)*.

Хандинский золотороссыпной узел (наиболее продуктивный) находится в южной части листа и протягивается в субширотном направлении вдоль среднего течения р. Белой от руч. Дим на западе до руч. Дикий на востоке. Он включает крупную промышленную *россыть ручьев Крутой (IV-1-9), Мускель (IV-1-8), Мастах (IV-1-11, 14), Ялан (IV-2-5), Суордах (IV-2-4, 6), Горюшкин (IV-2-3), Аринда (IV-2-7), Бурундук (IV-3-10), Кикнур (IV-3-8), Кругляш (IV-3-7), Бт-Юрях (IV-3-5), Тайга (IV-3-2), Курносый (IV-4-8)*.

Сегеннинский золотороссыпной узел на площади листа представлен своей крайней западной частью и включает мелкие промышленные *россыти ручьев Забава (III-4-7), Кукиа (IV-4-3), Малыш (IV-4-4), Южный (IV-4-6), Золотой (IV-4-7), Чалбык (IV-4-9), Щетка (IV-4-10)*.

Хандинский узел выделяется среди остальных узлов территории в первую очередь крупной промышленной россыпью руч. Светлый, из которой по разным источникам добыто от 2 до 5 т

золота. Все другие россыпи на площади листа являются либо мелкими (Аринда, Сетанья, Суордах) с запасами несколько сот килограммов золота каждая и линейной продуктивностью 65–150 кг/км, либо очень мелкими с запасами первые килограммы–десятки килограммов золота и линейной продуктивностью менее 20 кг/км.

Большая часть россыпей залегает в современных отложениях и является русловыми, пойменно-русловыми или террасово-пойменными. К средне-верхнеплейстоценовым можно отнести погребенные россыпи руч. Чалбык, Таёжка и сквозной палеодолины руч. Суордах, а также террасы среднего течения руч. Светлый уровня 40–50 и 80–100 м. Продуктивный пласт всех известных россыпей располагается в спаевой части рыхлых аллювиальных образований (40 %) и трещиноватых коренных пород (60 %). Мощность пласта песков варьирует в широких пределах от 0,2–0,6 до 3,6–5,0 м; мощность торфов колеблется от 0 до 8 м, в среднем составляя 1,0–1,8 м. Распределение золота в большинстве россыпей неравномерное с колебанием от бортовых значений до 200 г/м³ (руч. Светлый).

Промывистость песков хорошая. Отрицательным фактором является повышенная валунистость, характерная для россыпей руч. Светлый и Мастах.

Средние содержания золота в большинстве россыпей невысокие (1,0–1,8 г/м³). Лишь в россыпях руч. Светлого, Сетанья, Суордах, Чалбык, Щетка средние содержания заметно выше (от 5,6 до 7,3 г/м³), при повторных отработках содержания золота по этим ручьям составили 1,8–2,2 г/м³. Коэффициент намыва равнялся 1–1,5 и даже 2,0 (руч. Светлый). Золото в россыпях имеет различную окатанность при преобладании зерен хорошо окатанного золота средней крупности (1–3 мм). Исключением являлись россыпи руч. Светлый и нижнего течения руч. Сетанья, где средняя крупность золотин превысила 4 мм. Особенно крупным было золото в россыпи руч. Светлый, где около половины добытого золота составили самородки более 10 г, а вес отдельных из них достигал 1–3 кг [63]. Россыпь руч. Светлый характеризуется аномально высокой для района средней пробностью (903). В других россыпях территории пробность колеблется в пределах 810–830, самая низкая в россыпи руч. Суордах (755) и руч. Кикнур (700). Самая высокая пробность установлена для золота россыпи руч. Горюшкин (981–995) и руч. Ялан (до 994). Предположительно, более высокую пробность (до 995) при хорошей окатанности и малом размере зерен (менее 1 мм) имеет наиболее древнее россыпное золото. Процент этого золота в россыпях обычно небольшой (1–5 %). Лишь в долине р. Белой в 2,0 км выше устья руч. Бурундук большая часть золота в россыпи представлена такими зернами (косовое золото).

Наиболее распространенной примесью в золоте является серебро (от 0,2 до 29,3 %). Из других примесей характерна ртуть (до 1,5–2 % в россыпи руч. Светлый). Другие элементы содержатся в значительно меньших количествах: железо – до 0,2 % (руч. Малыш), никель – до 0,08 % (руч. Светлый), медь – до 0,09 % (руч. Горюшкин), свинец – до 0,2 % (руч. Светлый), цинк – до 0,05 % (руч. Чалбык). Золото руч. Светлый выделяется не только большой крупностью и аномально высокой пробностью, но также более высокими, чем в других россыпях, содержаниями ртути, никеля и свинца, что, несомненно, связано с особым источником питания этой россыпи – проявление Светлый в самых древних нижнерифейских породах района.

В россыпях совместно с золотом преобладающими минералами тяжелой фракции являются окатанные окислы и гидроокислы железа (до 50–90 %) и барит, что указывает на широкое развитие процессов гипергенеза в размывавшихся корах выветривания. Резко преобладает золото в сростках с кварцем, а также с окислами и гидроокислами железа (95 %). Золото в россыпях в сростках с сульфидами не встречается. Сравнительно редок окатанный галенит в рубашке из окислов свинца, окатанные сфалерит, халькопирит. Неокатанные пирит и марказит довольно многочисленны там, где в коренных породах имеются включения этих минералов.

Ниже приводится характеристика наиболее крупных россыпных месторождений территории листа.

Россыпь руч. Светлый (IV-1-10), левого притока р. Белой, имеет протяженность 9 км. В нижнем его течении (1 км) долина узкая (до 20 м) со скалистыми склонами. На этом участке вдоль левого борта развиты две надпойменные террасы. Одна высотой 25 м имеет ширину до 100 м и протяженность 150 м. Вторая терраса (50 м) имеет ширину около 250 м. К устью обе террасы сливаются и оканчиваются скалистым обрывом в долину р. Белой. В среднем течении долина ручья расширяется, появляется терраса уровня 4–5 м, а ниже устья руч. Раздольный появляются фрагменты террас уровня 40 м. У устья руч. Раздольный долина резко сужается, прорезая крепкие кварцитовидные песчаники талынской свиты, а выше устья ручья Раздольный вновь расширяется до 100 м. Выше и ниже устья руч. Малютка имеются фрагменты террас уровней 20–25 м, 40–50 м и 80–100 м. Эти фрагменты имеют ширину 20–100 м, длину – 100–300 м и на местности слабо выражены из-за делювиальных наносов мощностью до 10–15 м.

Тыловый шов террас, как правило, завален делювием, из-за чего эти террасы предшественниками не отмечались. В верховьях руч. Светлый хорошо выражены фрагменты террас уровня 80–100 м.

Россыпное месторождение Светлый открыто в 1938 г. и тогда же были начаты разведочные работы, выявившие богатую россыпь золота на протяжении 6,0 км от устья руч. Светлый до его левого притока руч. Сухой [48]. Месторождение на всем протяжении разведано 76 шурфовочными линиями с расстоянием между ними от 150 до 600 м. В итоге разведки оконтурена россыпь со следующими параметрами; протяженность – 6,0 км, средняя мощность песков – 0,8–1,0 м (на узких участках – до 2,6 м), мощность торфов – 1,0–1,5 м (до 3,5 м), среднее содержание золота – 7–10 г/м³. По данным М. И. Шемалинина на 1957 г. с 1939 по 1947 гг. из россыпи добыто 2 969,1 кг золота при следующих параметрах: длина – 4 873 м, средняя ширина – 57,4 м, среднее содержание – 7,3 г/м³. В 1948–1975 гг. россыпь неоднократно подвергалась неучтенной старательской обработке. В 1975–1976 гг. проведена разведка техногенной россыпи комбинатом Джугджурзолото [41]. Выявлена россыпь со средним содержанием – 2,0 г/м³ на пласт мощностью 0,2–1,5 м, протяженностью 6,0 км. С 1978 г. и по настоящее время старательскими артелями ведется добыча золота; данных о количестве добытого золота нет. По Г. В. Тафинцеву [66] на 1985 г. всего добыто 2 013,6 кг золота, по данным В. Ф. Мехоношина [47], В. С. Краснопольского [44] на 1980 г. добыто не менее 5 т золота.

Золото в россыпи крупное, часто встречались самородки. Так, в карьере № 2 при обработке более 60 % золота было представлено самородками более 10 г, а вес отдельных из них составлял 1–3 кг. Золотины имеют таблитчатую форму, окатанность слабая. К устью руч. Ясный окатанность резко возрастает. Пробность золота аномально высокая для района (903), цвет красновато-желтый. Золото сконцентрировано в основном в трещинах плотика (60–80 %). При обработке коэффициент намыва составлял 1,5–2,0, что характерно для россыпей с крупным золотом. В 1980-е годы после появления тяжелой бульдозерной техники с рыхлителями производилась окончательная обработка россыпи. Сведений о количестве добытого золота нет.

Балансовые запасы россыпи, не затронутые обработкой, имеются по руч. Пионер (прил. 3). Запасы золота высоких (40–50 м и 80–100 м) террас количественно оценить невозможно, так как данных по ним не имеется. Россыпное золото отмечено в бортовых пробах рудных шурфов, вскрывших аллювий под делювиальными наносами на террасе уровня 80–100 м.

Россыпь руч. Сетанья (IV-3-6), левого притока р. Белой, имеет протяженность 35 км, в изученную территорию входит его нижний отрезок длиной 6,5 км. Ширина долины ручья в нижнем течении – 200–300 м, развиты террасы уровней 2–3 м и 5–7 м. Россыпь открыта Ю. К. Дзевановским в 1934 г., а в следующем году определена ее промышленная золотоносность. Разведка проводилась в 1936 и 1942 гг., эксплуатация начата с 1937 г. В 1937–1949 гг. на правой террасе уровня 5–7 м добыто 68,9 кг золота, длина обработанной россыпи составила 500 м, ширина – 150 м, среднее содержание золота – 5,6 г/м³. Пробная обработка в эти годы велась также по руч. Второму. Ручьи Первый–Третий (левые притоки руч. Сетанья) размывают золотоносные дайки диабазов. По данным разведочных работ 1962–1964 гг. остатки россыпи признаны непромышленными, но позднее (1970-е годы) дополнительная разведка выявила промышленную россыпь. В 1973–1974 гг. россыпь обрабатывалась на протяжении 1 500 м, добыто 88 кг золота при среднем содержании – 2,0 г/м³. В общей сложности за эти годы было добыто 327 кг золота при среднем содержании – 2,6 г/м³.

Характерной особенностью россыпи руч. Сетанья является наличие карстовых западин в плотике россыпи. В этих западинах мощность песков увеличивается до 3,0–5,0 м, а содержание золота повышается до 8–17 г/м³. Наибольшая карстовая впадина имеет размеры 100×120 м при глубине 8–10 м от основного уровня плотика. Пески россыпи хорошо промывистые, валунистость их менее 10 %. Выше и ниже по течению обработанного участка сохранились остатки россыпи с балансовыми запасами категории С₁, составляющими 113,5 кг при среднем содержании золота – 0,67–1,76 г/м³ (прил. 3).

Россыпь руч. Суордах (IV-2-6), левый приток р. Белой, его протяженность 46 км, на площадь листа приходится отрезок нижнего течения (5 км). Форма долины корытообразная, ширина 300–900 м, склоны симметричные, относительно пологие. На нижнем отрезке долины проявлены три уровня террас: 1–3 м, 6–10 м и 30–40 м; ширина террас – от 100 до 250 м. На всех террасах аллювий представлен хорошо- и среднеокатанным валунно-галечным материалом с небольшим количеством песка и глины. Наиболее богатая россыпь золота приурочена к террасе уровня 6–10 м, золотоносна и терраса уровня 30–40 м.

Первая разведка (1936–1937 гг.) показала непромышленные содержания золота. В 1939–1940 гг. проведена повторная разведка (данные не сохранились) и параллельно начата обработка россыпи. К 1942 г. было добыто 226,3 кг золота из россыпи протяженностью 940 м, шири-

ной 5–80 м при среднем содержании золота – 5,8 г/м³. В 1948–1951 гг. был проведен новый цикл разведочных работ, в результате которых была оконтурена россыпь, приуроченная в основном к террасе уровня 6–10 м, а в местах ее отсутствия – русловая россыпь. Содержание золота составило от 2,0 до 9,0 г/м³ при мощности песков 0,2–10 м и мощности торфов 1,0–4,0 м. Пески россыпи Суордах хорошо промывистые, валунистость около 10 %, золото средней крупности, средняя пробность – 820. Плотик ровный без карстовых западин. Разведка 1969–1972 гг. оконтуривала россыпь, частично техногенную, со следующими параметрами: протяженность – 1 120 м, средняя ширина – 22 м, среднее содержание – 1,96 г/м³, мощность песков – 1,0 м, мощность торфов – 1,0 м. Запасы в количестве 62,8 кг (С₁) были переданы комбинату Джугд-журзолото и отработаны в 1973 г. По неофициальным данным в 1977–1980 гг. из россыпи было добыто 145 кг золота, а всего за период с 1930-х годов – 504,8 кг золота. Остатки балансовых запасов имеются ниже отработанной части россыпи на протяжении 1 400 м. Среднее содержание золота составляет 1,09–1,67 г/м³, ширина россыпи – 40–130 м, мощность песков – 0,5–1,2 м, торфов – 0,3–1,7 м. Запасы категории С₁ составляют 102,4 кг.

Шлиховые ореолы золота, как и россыпные месторождения, приурочены к известным золотороссыпным узлам. Исключение составляют шлиховые ореолы бассейнов руч. Прямой (III-4-1) и Хотун (IV-3-1), приуроченные к зоне крупного Сетаньинского разлома. Все шлиховые ореолы связаны с размывом золотоносных кор выветривания, а также с ледниковым разносом, источником золота являются коренные его проявления в телах измененных диабазов и сульфидно-кварцевых жилах. Последние источники характерны для малых водотоков с незначительным содержанием мелкого (менее 1 мм) неокатанного золота в аллювии.

Шлиховой ореол в верховьях р. Лев. Натали (I-3-3) характеризуется знаковыми, редко весовыми (до 0,5 г/м³) содержаниями золота в пробах, взятых из кос, щеток и спаев. Большинство водотоков разведано шурфовочными линиями, имеется промышленная *россыпь* (I-3-5), разрабатывавшаяся в 1944 г. Характерно для шлихового ореола несоответствие шлихового золота в аллювии р. Лев. Натали и ее правых притоков. В аллювии реки золото хорошо окатанное, пластинчатое с размером зерен 0,5–5 мм (среднее – 1–2 мм), а в правых притоках – не окатанное, крючковатое, амбобовидное. И. Г. Додин и др. [36] объясняют это различие ледниковым разносом древнего золотоносного аллювия. По нашему мнению, такое различие связано с тем, что золото аллювия р. Лев. Натали смывалось с древних линейных кор выветривания, а в притоки золото поступало из минерализованных золотоносных даек диабазов. Но влияние ледникового разноса нельзя исключить.

Шлиховой ореол в нижнем течении р. Бурхала (III-3-1) связан с теми же источниками, что и предыдущий. Содержание золота обычно не превышает 0,5–1,2 г/м³. Лишь по руч. Решающий и Ближний имеются *россыпи* с промышленными содержаниями (III-3-2; III-2-5). Расширяясь, этот ореол продолжается к югу на левобережье р. Белой, где включает ряд промышленных и непромышленных россыпей Хандинского золотороссыпного узла (Горнюшкин, Суордах, Ялан, Аринда, Ыт-Юрях, Сетанья, Кругляш, Кикнур, Бурундук, Курносый).

Шлиховой ореол в верховьях руч. Прямой (III-4-1) занимает небольшую площадь (25 км²) и, в отличие от других ореолов, не включает водотоки с промышленными россыпями. Ореол приурочен к зоне Сетаньинского разлома и связан с разрушением слабозолотоносных минерализованных зон нарушений и измененных даек диабазов.

Шлиховой ореол бассейнов руч. Хотун–Сетанья (IV-3-1) связан с размывом древних россыпей, образовавшихся по линейным корам выветривания палеоген-неогенового возраста. Последние формировались по меридиональным сульфидизированным дайкам измененных диабазов и зонам нарушений. Ореол содержит непромышленную *россыпь* руч. Тайга (IV-3-2), а также пробы с содержанием золота – от знаков до 1,5 г/м³.

Шлиховой ореол по р. Белой и ее притокам (от руч. Мастах до руч. Дим) (IV-1-4) охватывает ядро Горностахской антиклинали. Золото обычно фиксируется в долинах ручьев, а в более мелких водотоках отсутствует. При этом золото в долине р. Белой резко отличается от золота по ее притокам. В аллювии р. Белой золото очень мелкое (менее 0,5 мм), сильно окатанное до листоватых пластинок, содержание – знаковое. Золото в притоках крупное (более 2 мм) с разной степенью окатанности, пластинчатое, рисовидное, брусковидное. Этот ореол обусловлен размывом площадных и линейных кор выветривания палеоген-неогенового возраста. Основным источником золота служили, видимо, пиритизированные толщи тальинской и светлинской свит, а также минерализованные зоны дробления и кварцевые жилы, связанные со Светлинским и другими разломами. В пределах этого ореола известно одно крупное (IV-1-10), три мелких (IV-1-8, 9, 14) и одно непромышленное (IV-1-11) *россыпное месторождение* золота. Для ореола характерно распространение золота в нижней и средней частях долин ручьев, тогда как в верховьях долин знаки золота в аллювии отсутствуют. Так, по притокам руч. Светлый знаки

золота исчезают в 300–500 м выше устья. Этот интервал соответствует пределам распространения комплекса высоких золотоносных террас (уровня 80–100 м) руч. Светлый.

Шлиховой ореол по р. Белой между руч. Иван-Чай и Чалбык (IV-4-1) связан с перемывом и ледниковым разносом древних россыпей, а также золотосодержащих кварцевых жил в терригенных отложениях верхоянского комплекса. Золото распространяется снизу до средних частей водотоков: в их верховьях, а также в более мелких притоках золота в аллювии нет. Ореол включает в себя 7 частично отработанных мелких промышленных россыпей. Ореол характеризуется наибольшими для площади мощностями аллювия. Так, по руч. Таёжка в устье руч. Гарь бурением установлена мощность аллювия свыше 86 м. По долине р. Белой геофизическими методами определена мощность аллювия до 100 м. В пределах этого ореола вполне вероятны погребенные россыпи, так как непосредственно к востоку от площади листа разрабатывались богатые погребенные россыпи среднеплейстоценового возраста (руч. Таёжка, Сэгинне-II и др.). Вне контуров промышленных россыпей золотоносность аллювия достигает 1,0–2,0 г/м³, а шахтой № 1 на правой террасе руч. Таёжка в устье руч. Южный вскрыты пески с содержанием до 1,6 г/м³ золота.

СЕРЕБРО

Кроме проявлений и точек минерализации серебра, связанных с медным, свинцово-цинковым и золотым оруденением, на данной территории имеются два пункта собственно серебряной минерализации жильного типа в зонах разломов, рассекающих карбонатные и терригенно-карбонатные отложения нижнего и среднего палеозоя.

На восточном крыле Сетаньинской антиклинали вблизи зоны Сетаньинского разлома установлена субмеридиональная карбонатно-кварцевая жила (*пункт минерализации* II-4-6) с блеклорудной минерализацией, секущая пачку тонкого переслаивания хлоритовых сланцев и известняков лабыстахской свиты среднего ордовика [36]. Рудоносная жила, расположенная в верхнем течении руч. Неуд (левый приток руч. Муол) имеет вертикальное залегание, мощность 0,8 м и прослежена на 30 м по развалам. Блеклые руды в кварц-карбонатной массе образуют гнездово-прожилковые скопления, содержание рудных минералов – до 1 %. По данным пробирного анализа штучных проб содержание серебра составили 123–493 г/т, золота – 0,4 г/т.

На правобережье нижнего течения руч. Беляк (левый приток руч. Муол), на восточном крыле Сетаньинской антиклинали в падающих к востоку под углом 50–60° известняках хамамытской свиты нижнего карбона установлена субсогласная карбонатно-кварцевая жила (*пункт минерализации* III-4-3) с гнездами и прожилками блеклых руд [9]. Мощность жил по делювиально-элювиальным развалам оценена в 0,2–0,3 м, протяженность рудоносной части около 40 м. Содержание рудных минералов визуально составляет 0,1–3 %. Спектральным анализом в штучных пробах установлены медь (1 %), цинк (1 %), свинец (0,1 %), мышьяк (1 %). По данным пробирного анализа определено 123 г/т серебра и следы золота.

Оба пункта серебряной минерализации из-за малых параметров практической ценности не имеют.

Вторичные геохимические ореолы серебра (обычно совместно с мышьяком, а также барием, свинцом, цинком, медью) занимают обширные поля в северной и восточной частях площади листа. По большей части они оконтуривают площади развития потенциально золотоносного дайкового комплекса диабазов среди отложений кембрия–ордовика, а также зоны развития гипергенноизмененных карбонатных пород силура и отчасти терригенных образований верхоянского комплекса. Характеристика этих ореолов приведена в приложении 2.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ФЛЮОРИТ

Единственный на площади листа *пункт флюоритовой минерализации* (I-4-3) приурочен к доломитам верхней части оронской свиты силура на западном крыле Хотунской антиклинали и расположен в правом борту долины среднего течения р. Прав. Натали, в 2 км ниже устья руч. Старого [36]. Пласты доломитов, падающие к северо-западу 275° под углом 50–60°, осложнены субмеридиональным разломом, в зоне которого наблюдается брекчирование и окварцевание доломита. Рудоносный пласт имеет мощность (по коренным выходам) 1,5–2,0 м и прослежен в элювии по простиранию на 30 м. Флюорит бледно-фиолетовый мелкокристалличе-

ский (0,5–2 мм), совместно с кварцем и белым кристаллическим доломитом цементирует обломки доломитовой брекчии. Визуально содержание флюорита в продуктивном горизонте составляет 2–5 %. В районе проявления, а также по простиранию оронской свиты к северу и югу отмечаются слабые шлиховые ореолы барита, единичные знаки галенита и сфалерита в шлихах. Сама точка минерализации практического значения не имеет, но является частью регионального проявленной в Сетте-Дабане Оронской минерагенической (флюорит-полиметаллической) зоны.

БАРИТ

Жильное проявление барита *Трехгорка* (IV-1-6) выявлено в 1950-е годы в сводовой части Горностахской антиклинали среди доломитов трехгорной свиты нижнего рифея. Проявление находится на левом борту приустьевой части одноименного ручья и в левом склоне долины р. Белая [5, 47]. Участок проявления сложен доломитами и известняками верхней части трехгорной свиты, прорванными дайками диабазов широтного и северо-восточного простирания. Кварц-баритовые жилы с бедной сульфидной минерализацией имеют северо-восточное простирание 20° и сопровождаются зонами дробления и окварцевания (с баритом) того же направления в оперяющей зоне Светлинского разлома. Канавами вскрыто две жилы барита мощностью 0,8 и 0,2 м, сложенные крупнокристаллическим полупрозрачным баритом с оторочкой белого кварца по зальбандам. Одна из баритовых жил по простиранию переходит в кварцевую. Вдоль контактов жил наблюдается редкая вкрапленность пирита, халькопирита, галенита и сфалерита, а в самих жилах – единичные вкрапленники халькопирита. По развалам жилы прослежены на 100–120 м. Кроме жил, на участке наблюдаются зоны дробления доломитов с кварц-баритовым цементом, содержащие до 5 % барита. Мощности зон – первые десятки сантиметров, по развалам они прослежены до 100 м. Спектральным анализом в баритовых жилах установлены медь (до 0,05 %), мышьяк (до 0,1 %) и стронций (свыше 1 %). Незначительные параметры баритовых тел определяют отрицательную оценку проявления Трехгорка.

На площади листа имеется два *шлиховых потока* (II-1-2; II-4-2) и один *шлиховой ореол* (I-4-9) барита, не представляющие практического интереса. Их характеристика содержится в приложении 2.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФОРИТ

Проявления фосфоритов на площади листа связаны с нижней частью акринской свиты нижнего–среднего кембрия на восточном крыле Горностахской антиклинали.

Правосуджинское проявление (I-2-6) выявлено и изучалось поисковыми маршрутами и литохимической съемкой Сугджинской партией [38]. Проявление расположено в верховьях р. Сугджу и прослежено к северу до бассейна руч. Вит на протяжении около 20 км. Выявлено два типа фосфатоносных пород: массивные и желваковые фосфориты. Наиболее высокие концентрации пятиоксида фосфора приурочены к нижней части акринской свиты. Морфология фосфатоносных тел пластовая, пласты объединены в горизонты, количество которых варьирует от 1 до 3. Наиболее выдержан нижний горизонт в основании свиты, два верхних являются линзующимися. Суммарная мощность фосфатоносных горизонтов составляет в среднем 5,9 м.

Пласты массивных фосфатоносных пород мощностью 0,5 и 2,4 м вскрыты на левом склоне долины руч. Броневой. Макроскопически это черная массивная тонко-мелкозернистая порода с искристым изломом за счет метакристаллов кальцита. Под микроскопом в составе пород установлены карбонат (50–55 %), аморфное глинисто-углеродисто-кремнисто-фосфатное вещество (40–45 %), тремолит (5 %), апатит (3 %), серицит, хлорит (2 %). Аморфное углеродисто-фосфатное вещество распределено линзовидно-послойно, окрашивая породу в черный цвет. Лучистый бледно-зеленый амфибол (тремолит) представлен призматическими кристаллами (0,4 мм), нередко с обильными включениями карбоната и глинисто-углеродисто-фосфатного вещества. Содержание пятиоксида фосфора по данным бороздового опробования составляет в среднем 2,45 %.

Желваковые фосфориты сложены мелкими (от 0,5 до 2 см, редко – до 5 см) желваками шаровидной или эллипсоидальной формы, состоящими из аморфного углеродисто-фосфатного вещества с крустификационными каемками тонковолокнистого микрзернистого коллофана. В ядрах желваков нередко содержатся включения кварца, карбоната. Поверхность желваков гладкая, блестящая, нередко покрыта графитоподобным веществом. Участки между желваками

заполнены кварц-халцедоновым агрегатом, кальцитом, гидроокислами железа, хлоритом, иногда кристаллическим апатитом. Количество желваков в пластах колеблется от 1 до 10 %, составляя в среднем около 5 %, лишь местами концентрация их достигает 80–90 %.

Средний минеральный состав желваков: фосфатное и углеродистое вещество – 50–95 %, карбонат – 3–5 %, халцедон-кварц – от 1–2 до 15 %, серицит, хлорит – 1–2 %. Отмечены единичные зерна альбита, арсенопирита, гидроокислы железа. Содержание пятиоксида фосфора в желваках по Правосуджинскому проявлению составляют 16,1–24,6 % (в среднем – 21,2 %). Вмещающие желваки серицит-глинисто-кремнисто-углеродистые сланцы содержат от 5 до 20 % карбоната, столько же кварца, по 2–3 % актинолита и хлорита, 3–5 % альбита, до 3 % рудных минералов. В виде аксессуариев установлены циркон и рутил. Остальной объем представлен аморфным углеродисто-кремнистым веществом. При среднем содержании желваков в фосфатной породе около 5 % среднее содержание пятиоксида фосфора в желваковых фосфоритах невелико – около 1–2 %.

По данным спектрального анализа в желваках концентрируются цинк (0,04 % в среднем), молибден (0,0001 %), иттрий (0,0007 %), мышьяк (0,008 %); во вмещающих породах – кобальт (0,0008 %), никель (0,004 %), медь (0,01 %), титан (0,3 %). Пробирный анализ в отдельных пробах показал до 0,2 г/т золота.

Лабораторные испытания показали низкое качество желваковых фосфоритов: из концентрата фосфатных желваков получена фосфоритовая мука 2 и 3 сорта (от 19 до 25 % P_2O_5). Технологических испытаний фосфоритов не проводилось. Расчет прогнозных ресурсов фосфоритов от проявления Правосуджинское до участка Нельгекан за северной рамки территории (на протяжении 19,0 км) до глубины 500 м по падению пласта при среднем содержании P_2O_5 около 1,1 % и коэффициента надежности 0,3 дал ресурсы по категории P_2 в количестве 1,5 млн т P_2O_5 [38]. Ввиду низких содержаний пятиоксида фосфора руды являются забалансовыми. Еще одним фактором, снижающим качество фосфоритов, является высокое содержание в них кремнезема (от 17 до 82 %, в среднем около 65 %).

Отдельные находки желваковых фосфоритов (*пункт минерализации I-2-2*), кроме того, отмечены в кровле сытыгинской свиты венда на водоразделе руч. Выстрел–Вит [38]. Здесь среди алевролитов черного и табачного цвета в пачке мощностью 15 м отмечены единичные желваки фосфоритов. В пределах этого интервала выявлены два пласта мощностью 1,5 и 0,5 м с концентрацией желваков до 10–15 %. Размер желваков – до 1 см, форма их шарообразная, реже – эллипсоидальная. Плохая обнаженность препятствует прослеживанию пластов по простиранию. В штучной пробе содержание P_2O_5 в желваках составило около 32 %. Проявление осталось не оцененным, но может рассматриваться как дополнительное к Правосуджинскому проявлению желваковых фосфоритов.

Помимо проявления фосфоритов, *вторичные геохимические ореолы* фосфора (совместно с ванадием, медью и цинком) оконтуривают поля распространения фосфатно- и металлоносных сланцев нижнего кембрия на северо-восточном крыле Горностахской антиклинали. Их характеристика приведена в приложении 2.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

АЛМАЗЫ

До самого последнего времени территория не рассматривалась как перспективная на алмазы, поэтому поисковых и тематических работ в этом направлении не проводилось. В связи с предположением о перспективах алмазоносности соседней к востоку территории (бассейн р. Аллах-Юнь) [2] была предварительно проанализирована возможность алмазоносности более древних, в частности, рифейских и вендских отложений Горностахского поднятия на предмет обнаружения алмазов (или их минералов-спутников) в промежуточных коллекторах, каковыми могли являться базальные горизонты талынской, начарской, сытыгинской свит. Для этой цели А. П. Кропачевым в бассейне р. Белой было отобрано и проанализировано 30 портолочных проб из песчаных и грубообломочных отложений названных свит. В отмытой тяжелой фракции проб из начарской (одна точка) и сытыгинской (три точки) свит были установлены хромшпинелиды с соотношением хрома и алюминия, соответствующим хромшпинелидам алмазоносных районов Южной Африки (определение Э. А. Багдасарова). Это первый положительный признак алмазоносности на этой территории (и, вероятно, на территории Кыллахской зоны вообще), и работы в этом направлении необходимо продолжить.

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На изученной территории описаны два проявления цветных мраморов, пригодных для поделочных и декоративно-облицовочных работ.

Проявление Лесное (IV-2-1) представляет собой горизонт мраморов яланской свиты венда в кровле силла диабазов, прослеженный на 50 км от истоков р. Лев. Чухоной до руч. Восточный. Мощность мраморизованного горизонта 1–2 м, при этом мраморы красивой окраски приурочены только к приконтактной части силла (0,5–1,0 м). Мраморы различной окраски: желтые, зеленые, сиреневые, коричневые, часто с плавными переходами цветов, реже – контрастные ленточные и неравномерно пятнистые. Оригинальная раскраска мраморов позволяет отнести их к высокодекоративным камням [47].

Проявление Саларское (IV-2-2) приурочено к гренской свите верхнего рифея, где имеются прослои пестроокрашенных мергелей среди известняков, подвергшихся внутрислоевым деформациям. Мощность таких прослоев составляет 0,1–0,3 м, по простиранию они не прослежены, но подобные образования на том же стратиграфическом уровне наблюдались и на других участках (правый борт руч. Дуга) [43].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ИЗВЕСТНЯК

Выходы известняков широко распространены на площади листа, но отсутствие дорог препятствовало проведению специализированных поисковых работ на стройматериалы.

Единственным опробованным и предварительно оцененным объектом является *Хандинское месторождение (IV-3-3)*. Оно находится на левобережье р. Белой в приустьевой части руч. Ыт-Юрях. Месторождение сложено темно-серыми мелкозернистыми плотными известняками верхнесаккырырской подсвиты нижнего ордовика. Известняки выполняют пологую широкую мульду Хотунской синклинали [51]. По данным бороздового опробования (15 проб) химический состав известняков: CaO – 45,1–46,28 %, MgO – 1,75 %, н/о – 15,6 %. Гидравлический модуль – 2,99–3,11. Известняки отвечают требованиям ОСТ 2644, относятся к классу «М» и могут быть использованы в качестве сырья для производства маломagneзиальной сильногидравлической извести. Запасы сырья оцениваются сотнями млн м³ [51].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Территория листа Р-53-XXIV включает отрезки трех минерагенических зон: Кыллахской, Сетте-Дабанской и Аллах-Юньской (Схема минерагенического районирования).

Западную часть площади листа занимает фрагмент **Кыллахской железо-медно-свинцово-цинковорудной минерагенической зоны** (1), при этом южная половина этого фрагмента относится к **Горностахскому цинк-свинцово-барит-железо-золоторудному району** (1.1), контуры которого соответствуют одноименной антиклинали первого порядка, образованной полого дислоцированными терригенно-карбонатными отложениями рифея–венда. Здесь на территории известны проявления и промышленные россыпи золота (*Светлинский золоторудно-россыпной узел* (1.1.1)), проявления и пункты минерализации железа, свинца, цинка, меди, барита, шлиховые ореолы золота, шлиховые потоки барита, вторичные геохимические ореолы и потоки свинца и цинка. Северная полоса отрезка Кыллахской минерагенической зоны (в пределах листа), отвечающая северному погружению и восточному крылу Горностахской антиклинали, образована полого залегающими осадочными породами венда–среднего кембрия. Здесь же выделяется *Иниканский ванадиево-фосфатноносный уровень* с фосфатно-металлоносными черными сланцами иниканской свиты нижнего кембрия, точки с повышенным содержанием фосфора, ванадия, цинка и меди. Площадь их развития оконтуривается комплексным вторичным геохимическим ореолом фосфора, ванадия, меди, цинка. Кроме того, в этой же части Кыллахской минерагенической зоны имеются немногочисленные пункты минерализации меди, бария, фосфора и ванадия (в вендских отложениях), знаки халькопирита, сфалерита и единичные знаки золота в шлихах.

Центральную большую часть площади листа занимает отрезок **Сетте-Дабанской редкоземельно-редкометалльно-медно-золоторудной минерагенической зоны** (2). Здесь выделяются фосфатно-металлоносные сланцы акринской свиты (*Акринский фосфато-ванадиево-золотоносный уровень*) нижнего кембрия, содержащие Правосугджинское проявление фосфоритов. Здесь также представлен южный отрезок **Бурхалинской потенциально золоторудной зоны** (2.1) с *Левонаталинским рудным полем* (2.1.0.1) в северной части листа, несколькими пунктами минерализации золота и обширным, вытянутым по простиранию зоны, *Бурхалинским золотороссыпным узлом* (0.0.2). Вне Бурхалинской зоны у южной рамки листа Сетте-Дабанская зона включает *Сетаньинское золоторудное поле* (2.0.0.1). Имеются немногочисленные пункты минерализации флюорита, цинка, сурьмы, серебра, меди. Отрезок Сетте-Дабанской зоны в пределах листа также содержит шлиховые ореолы золота, шлиховые потоки халькопирита и барита, вторичные ореолы и потоки мышьяка, серебра, меди, цинка, свинца.

Участок **Аллах-Юньской золоторудной минерагенической зоны** (3), занимающий наибольшую площадь на крайнем юго-востоке листа, включает **Аллахско-Джелинджинский золоторудный район** (3.1), часть *Сегенинского золотороссыпного узла* (0.0.3) с несколькими промышленными россыпями золота, шлиховой ореол золота и вторичные геохимические ореолы свинца, цинка, меди, мышьяка, серебра.

Хандинский золотороссыпной узел (0.0.1) объединяет россыпи Светлинского золоторудно-россыпного узла Кыллахской зоны, россыпи южного отрезка Бурхалинской потенциально золоторудной зоны, Сетаньинского рудного поля и смежные с ним россыпи в южной части листа. Хандинский золото-россыпной узел продолжается на юге, на площади листа Р-53-XXX.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ

В размещении полезных ископаемых территории нашли отражение этапы минерагенической эволюции трех минерагенических зон, тесно связанные с их тектоническим развитием

(металлогенограмма).

Ранний рифей, видимо, соответствовал стадии заполнения прогиба пассивной окраины Сибирского континента. На месте нынешнего ядра Горностахской антиклинали в условиях глубокого шельфа (?) накапливались ритмичные глинисто-алевролитопесчаниковые осадки, чередовавшиеся с более мелководными терригенно-доломитовыми. В пиритоносных застойных тонкотерригенных осадках пионерской свиты, возможно, происходило накопление золота, о чем свидетельствуют геохимические данные [44], дающие концентрации золота до 60 мг/т в алевролитах нижнепионерской подсвиты.

В среднем–позднем рифее после небольшого тектонического эпизода, вызвавшего подъем и частичный размыв раннерифейских осадков, продолжалось развитие прогиба пассивной окраины, видимо, в более мелководной шельфовой обстановке. Чередование терригенного и карбонатно-терригенного осадконакопления в среднем рифее сменилось в конце среднего рифея–первой половине позднего рифея формированием обширной устойчивой карбонатной платформы. В периоды терригенного осадконакопления создавались благоприятные условия для накопления окисных руд железа (талыньское, саларское, эльдиканское, вильское время), среди которых наиболее интенсивным накоплением окисного железа выделяется раннеталыньское время, когда сформировался протяженный (2,5 км) пласт массивных и густовкрапленных гематит-магнетитовых руд. Менее интенсивно происходило накопление осадочных оолитовых железоокисных руд в короткие периоды терригенного (алевролитоглинистого) осадконакопления во время развития карбонатной платформы среднего–позднего рифея (железорудные уровни саларской, эльдиканской, вильской свит). Становление карбонатной платформы сопровождалось периодическим накоплением в ее осадках (или в диагенезе–раннем эпигенезе) стратиформной минерализации свинца, цинка, меди, что зафиксировано ныне в *Димском рудном поле* (1.1.0.1), локализованном в доломитах гренской свиты, в рудопоявлениях Северное, Горонастыль (доломиты фирской, вильской свит) и проявлениях рассеянной галенит-сфалеритовой минерализации в карбонатных породах среднего–верхнего рифея. Образования средне-позднерифейской карбонатной платформы содержат практически неограниченные запасы карбонатных пород для строительных целей.

Во второй половине позднерифейского времени восточная окраина Сибирского континента, закончившая свой рифейский этап развития в режиме пассивной окраины, подверглась подъему, частичной денудации и затем окраинно-континентальному рифтогенезу, сопровождающемуся базитовым магматизмом, более интенсивным южнее изученной территории (хр. Улахан-Бам). В пределах листа маломощные и немногочисленные силлы габбродолеритов имеются в песчаниках улаханбамской свиты. Они отличаются повышенным фоном меди, но проявления связанной с ними медной минерализации на площади листа отсутствуют. Также специализированы на медь относительно немногочисленные дайки диабазов, принадлежащие улаханбамскому базитовому комплексу позднего рифея. Возможно, они явились рудоматеринскими для Краснохолмского медно-полиметаллического проявления (дайка, рассекающая породы трехгорной свиты).

В венде–кембрии развитие территории вновь проходило в режиме пассивной континентальной окраины, предварявшимся внушительным подъемом и размывом осадков уйской серии и подстилающей карбонатной платформы позднего рифея. Локальное накопление молассоидных осадков начарской свиты в начале венда быстро сменилось шельфовым терригенно-карбонатным осадконакоплением, завершившимся становлением относительно маломощной карбонатной платформы в позднем венде. В раннем венде накопились медистые доломиты с убогой медносульфидной минерализацией (малская свита), имеющей достаточно широкое площадное распространение. В позднем венде в обстановке карбонатной платформы на данной территории не происходило формирование стратиформного свинцово-цинкового оруденения, что резко отличает площадь листа от территории к западу и юго-западу с известными месторождениями и проявлениями стратиформных свинцово-цинковых руд в верхнесардининской подсвите. Начало кембрийской эпохи знаменовалось резким погружением карбонатной платформы венда в относительно глубоководные и глубоководные обстановки. Западная часть территории характеризовалась обстановкой погруженного краевого шельфа, где в условиях некомпенсированного замедленного осадконакопления происходило формирование металлоносных (ванадий, молибден, отчасти уран) черных известковых углеродисто-кремнистых осадков с желваками фосфоритов. Региональное распространение этих осадков отражает устойчивость такой обстановки на значительной территории. Восточная часть района испытала более глубокое погружение, и здесь в тот же период (C_{1-2}) накапливались более мощные металлоносные черноцветные осадки, предположительно специализированные на золото. В пределах листа эти осадки в виде малых по площади выходов акринской свиты сохранились только у южной рамки в левобере-

жье р. Белой, далее к северу они скрыты под чешуйчатыми надвигами в зоне регионального Акринского разлома. Акринская свита, видимо, являлась золотоматеринской для пунктов золотой минерализации и образующихся по ним россыпей на соседнем к югу листе Р-53-XXX.

В среднем кембрии–среднем ордовике происходило заполнение глубоководного прогиба пассивной окраины и здесь, на территории Сетте-Дабанской зоны накопились мощные глинисто-карбонатные турбидитовые осадки без явных свидетельств металлонакопления. Формирование более мелководных песчано-известковых отложений сетаньинской толщи среднего ордовика завершило стадию заполнения глубоководного прогиба. В этот период к югу от изученной территории формировался лединский щелочно-ультраосновной интрузивный комплекс с промышленным редкометалльно-редкоземельным оруденением, а в южной части описываемого листа происходило внедрение силлов и даек габбродолеритов суордахского интрузивного комплекса. Этот тектоно-магматический эпизод предшествовал этапу становления мощной карбонатной платформы, образовавшейся на территории Сетте-Дабанской зоны в среднем ордовике–позднем силуре. К концу этого этапа в условиях мелководного шельфа формировались органогенные (биогермные) массивы, карбонатонакопление сопровождалось ослабленным щелочным вулканизмом и связанным с ним магниезиальным метасоматозом (формирование тел вторичных доломитов). С этим этапом связано формирование флюорит-свинцово-цинковой стратиформной минерализации в карбонатных породах верхнего силура севернее площади листа (Оронская минерагеническая зона), а на севере изученной территории – лишь точек минерализации флюорита и цинка в гипергенно измененных доломитах оронской свиты и барита (шлиховые ореолы).

Становление карбонатной платформы завершилось ее подъемом над уровнем моря и развитием процессов гипергенеза по карбонатным отложениям нижнего–верхнего силура в конце силурийского времени–самом начале девона.

С начала девона восточная окраина уже расширившегося к востоку Сибирского континента вновь подверглась рифтогенезу, наиболее интенсивно проявленному в среднем–позднем девоне в северной части Сетте-Дабанской зоны, где очень широко развит связанный с этим рифтогенезом базитовый вулканизм и интрузивный магматизм. На изученной территории девонский рифтогенный этап проявился в дифференцированном погружении осушенной карбонатной платформы позднего ордовика–силура, накоплении фациально изменчивых терригенно-карбонатных осадков нижнего–среднего девона, подводном излиянии базальтовых лав во франское время. Западнее зачаточных рифтовых прогибов в этот период происходило внедрение свит параллельных субмеридиональных даек габбродолеритов, особенно обильных среди турбидитных карбонатных отложений кембрия, а также силлов того же состава, интенсивно проявленных в нижнекембрийских черносланцевых отложениях. С верхними частями базальтовых покровов верхнего девона связана бедная медносульфидная минерализация, имеющая широкое региональное распространение, но не имеющая промышленного значения из-за низких содержаний меди. Более интересны субмеридиональные дайки диабазов в качестве субстрата, по которому в зонах гидротермальных изменений позднее, в мезозое, формировались коренные проявления золота Бурхалинского и восточной части Хандинского золотороссыпных узлов. Помимо проявлений, россыпей и шлиховых ореолов золота, зоны развития субмеридиональных даек фиксируются вторичными геохимическими ореолами мышьяка, серебра, свинца, цинка, меди, шлиховыми потоками халькопирита.

В конце девона рифтогенные трюги заполнились терригенно-карбонатными осадками (накалинская свита), над которыми сформировалась кратковременная карбонатная платформа турнейского времени (хамамытская свита).

С начала визейского времени восточная часть территории вновь подверглась погружению и вплоть до второй половины мезозоя развивалась в режиме пассивной континентальной окраины. В раннем карбоне накопление проксимальных карбонатных турбидитов сопровождалось олистостромами, углубление прогиба, начиная с серпуховского времени, обусловило преимущественное развитие дистальных турбидитов углеродистых с рассеянной вкрапленностью пирита. Горизонты глинисто-алевролитовых пиритоносных пород среднего карбона, видимо, характеризовались синхронным накоплением золота (наряду с мышьяком, серебром и цветными металлами). Правда, считающиеся собственно золотоматеринскими отложения суркечанской свиты среднего карбона распространены к востоку и югу от описываемой территории. На площади листа Р-53-XXIV зона развития темноцветных терригенных образований пассивной окраины позднего палеозоя включает россыпные месторождения и шлиховые ореолы золота (Сегинский золотороссыпной узел), точки минерализации серебра и сурьмы, вторичные геохимические ореолы серебра, мышьяка, меди, свинца, цинка.

Позднемезозойская минерагеническая эпоха – наиболее продуктивная в регионе – связана с

этапом мощной коллизии, положившим конец развитию территории в режиме пассивной окраины. Интенсивный гранитоидный магматизм этой эпохи проявился восточнее, а на площади листа широко проявлены связанные с разломами зоны гидротермальных изменений и жилы, с которыми связывают окончательное формирование основных золоторудных объектов территории – Светлинского, Левонаталинского, Сетаньинского рудных полей. С мезозойскими кварц-карбонатными жилами ассоциируют точки минерализации серебра и сурьмы. С этим же этапом, вероятно, связано образование жильных баритов проявления Трехгорка в нижнерифейских отложениях.

К началу палеогена территория являлась частью огромной страны с преимущественно низкорельефным рельефом. В палеогеновый период в условиях субтропического климата формировались коры выветривания и зоны окисления. Интенсивные восходящие движения в конце палеогена–неогене привели к образованию горной страны, заложению современной речной сети и началу формирования россыпей золота. Движение ледников с северо-востока в неоплейстоцене привело к перекрытию и эрозии древнечетвертичных россыпей. Формирование россыпей золота продолжалось в послеледниковую эпоху, когда оформился современный облик россыпей золота.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

В размещении проявлений и пунктов минерализации разного типа на территории листа в разной степени проявлены литолого-стратиграфический, магматический, структурный, минералого-геохимический и другие факторы контроля.

В пределах Кыллахской минералогической зоны в размещении стратиформной минерализации (железо, свинец и цинк, медь, фосфориты) наиболее важную роль играют литолого-стратиграфические факторы контроля. Они, в частности, определяют распределение окисной железорудной минерализации в песчаниках основания среднего рифея (гематит-магнетитовое проявление Малютка) и в алевролит-аргиллитовых пачках верхнего рифея (пункты проявления железистых брекчий и оолитовых железных руд в саларской, эльдиканской и вильской свитах). Размещение этих типов руд железа подчинено и палеогеографическому контролю – они связаны с окислительными обстановками относительно замедленного осадконакопления, возникавшими на фоне быстрого терригенного песчаного (талынская свита) или карбонатного (железистые горизонты в верхнем рифее) осадконакопления. Характерно, что смена окислительной обстановки на восстановительную по простиранию железорудной пачки талынской свиты выразилась в формировании горизонта интенсивно пиритизированных алевролитов на южном фланге проявления Малютка [57]. Условия железнакопления эпизодически возникали и в период формирования карбонатных пачек среднего–верхнего рифея. Так, линзовидные скопления лимонитовых брекчий содержатся в доломитах фирской свиты, а доломиты гренской свиты включают линзу интенсивно пиритизированных карбонатных пород с рассеянной вкрапленностью сфалерита и галенита.

Также четкому литолого-стратиграфическому контролю подчинено убогое проявление хромита и сопутствующего ему фуксита в подошве базальных песчаников талынской свиты среднего рифея.

Стратиформное полиметаллическое оруденение в кровле фирской свиты среднего рифея представлено двумя проявлениями – Северный и Горонастыль. Здесь также достаточно отчетливо проявлен литолого-стратиграфический контроль оруденения. Блеклорудно-галенит-сфалеритовая минерализация контролируется горизонтами доломитов или их межпластовых брекчий, по времени формирования, видимо, лишь незначительно оторванных от вмещающих карбонатных пород. Своеобразный минерально-геохимический состав оруденения – с широким развитием блеклых руд, примесью сурьмы, серебра, мышьяка, ртути, – видимо, характеризует особенности близсинхронных гидротермальных растворов, поступающих по разломам в участки карбонатной платформы на рубеже среднего и позднего рифея.

Вероятно, состав рудоносных гидротермальных растворов изменился к концу становления карбонатной платформы в позднем рифее (гренское время), чем обусловлен существенно свинцово-цинковый состав рудной минерализации в пределах Димского рудного поля. Из элементов-примесей здесь характерны кадмий и германий, в меньшей степени – мышьяк, сурьма, серебро. Четкий литолого-стратиграфический контроль оруденения выразился в значительном латеральном распространении (до 20 км) свинцово-цинковой минерализации, строго приуроченной к горизонту темных кальцитизированных доломитов в нижней половине верхней доломитовой пачки гренской свиты.

Несколько по-иному проявлен литолого-стратиграфический контроль свинцового орудене-

ния в пункте минерализации Перекатный, локализованному в кремнистых доломитах кровли белореченской свиты. Здесь в качестве основного рудоконтролирующего фактора выступает предталинское несогласие, непосредственно под которым обохренные кремнистые доломиты с прожилками и вкрапленностью галенита и пирита прослежены на 100 м.

Отчетливый литолого-стратиграфический контроль свойственен бедному тонковкрапленному медному оруденению (халькозин, ковеллин, борнит, халькопирит) в доломитах малской свиты венда. Пласт мощностью 1,8 м прослежен на 3 км, медное оруденение на том же стратиграфическом уровне известно и на соседних к западу и югу территориях.

Факторы литолого-стратиграфического и палеогеографического контроля играют важнейшую роль в размещении фосфоритовой минерализации. Правосуджинское проявление фосфоритов, локализованное в основании акринской свиты нижнего–среднего кембрия, представляет собой более высокую концентрацию желваков фосфоритов и пласты массивных фосфоритов в фосфатно-металлоносных черных сланцах нижнего кембрия, формировавшихся в обстановке краевого плато – погруженной окраины внешнего шельфа пассивной континентальной окраины. Протяженность по латерали фосфоритоносной полосы при оценке прогнозных ресурсов принята в 19 км; участки концентрации фосфоритов на том же стратиграфическом уровне установлены к северу [40], западу и югу от изученной территории. Концентрации ванадия в фосфатноносных и окружающих горизонтах на данной площади сравнительно невелики и не превышают 0,1 %. Однако, южнее нашей территории, на площади листа Р-53-XXX, установлены концентрации ванадия до 0,63 %, что близко к промышленным значениям. Следует отметить, что нижнекембрийский уровень фосфатно-металлоносных черных сланцев имеет глобальное распространение. Так, промышленные месторождения фосфоритов и ванадия в черных сланцах этого возраста имеются в хр. Малый Каратау в Южном Казахстане, разрабатываемые месторождения фосфоритов и металлоносных черных сланцев с уникальными содержаниями молибдена, ванадия, значительной примесью золота и ЭПГ – в Южном Китае.

Особо следует сказать о размещении минералов-спутников алмазов в вендских отложениях Кыллахской зоны. Проблема эта новая, первые находки спутников алмазов сделаны только в 1998 г., и вопрос требует дальнейшего изучения. Пока же можно констатировать, что в базальных горизонтах венда (начарская свита) обнаружены хромшпинелиды, по химическому составу соответствующие спутникам алмазов в кимберлитах классической Южноафриканской провинции. Названные горизонты (особенно сытыгинский) могут рассматриваться как потенциальные промежуточные коллекторы спутников алмазов, куда обломочный материал поступал, вероятно, из располагавшихся северо-восточнее неизвестных источников.

Что касается жильных полиметаллических и баритовых проявлений в пределах Кыллахской зоны, то в их локализации проявлены факторы структурного (зонами разломов) и отчасти магматического контроля. Так, Краснохолмское медно-полиметаллическое проявление контролируется зоной разлома северо-западного направления, рассекающего отложения трехгорной и талынской свит. При этом основная минерализация контролируется контактом дайки диабаз с вмещающими песчаниками, алевролитами и доломитами. Отсутствие литолого-стратиграфического контроля и набор элементов-примесей (золото, серебро), наряду с морфологией рудных тел, позволяет отнести это рудопоявление к мезозойской минерации. Возможно, в качестве рудоматеринского образования могут рассматриваться дайки диабаз, датированные предположительно девонем. Контроль зоной Светлинского разлома отчетливо проявлен в локализации секущего жильного проявления барита Трехгорка; отчасти здесь выражен литологический контроль баритовой минерализации доломитами трехгорной свиты.

Более сложным представляется вопрос о рудоконтролирующих факторах для Светлинского проявления золота, локализованного в наиболее древних раннерифейских отложениях территории в ядре Горностахской антиклинали. Четкая приуроченность основной массы согласных золоторудных жил к приконтактовым частям пачек темных алевролитов с прослоями доломитов свидетельствует о литологическом контроле оруденения. Имеющиеся данные [44] о первичной обогащенности алевролитов нижнепионерской подсвиты и заключенных в них диагенетических пиритов золотом подтверждают предположение о генетической природе этого контроля и позволяют рассматривать нижнепионерскую подсвиту как золотоматеринскую толщу. К сожалению, малая площадь ее распространения не позволяет подтвердить это предположение на других участках. Постоянная золотоносность (на уровне 2–4 г/т) вскрытого штольной маломощного пластового тела сильно измененных диабазов (М. С. Щербаков, личное наблюдение) свидетельствует о вероятном магматическом контроле золотого оруденения. Имеющееся предположение о наиболее древнем, среднерифейском возрасте этого субпластового тела диабазов является косвенным свидетельством возможного существования золотоматеринского основного комплекса, более древнего, нежели широко распространенный улаханбамский и

достоверно неизвестного в Кыллахской зоне. Структурный контроль золоторудных жил выражен в их приуроченности к сводовой части Горностахской антиклинали, а в ее пределах – к зонам отслоения и растяжения. Основная ветвь Светлинского разлома является рудоограничивающей, из чего следует, что формирование золоторудных тел завершилось до основной фазы перемещения по этому разлому. Вопрос о возрасте золотых руд участка Светлый остается, по существу, нерешенным. Условно возраст этого рудопроявления считается мезозойским, синхронным возрасту основных золото-кварцевых жил Аллах-Юньской зоны.

Для рудных образований Сетте-Дабанской зоны наиболее четко проявлены магматический и структурный факторы рудоконтроля. Роль магматического фактора является ведущей для бедной и убогой вкрапленной медносльфидной минерализации в миндалекаменных базальтах сегеняхской свиты верхнего девона (руч. Накали). Оруденение четко контролируется кровельной частью базальтов и прослеживается по простиранию на 10 км, однако степень концентрации медного оруденения весьма невелика.

Сочетание магматического и структурного факторов контроля определяют размещение наиболее важного для отрезка Сетте-Дабанской зоны на данной площади золото-кварцевого оруденения, связанного с дайками диабазов. Положение золоторудных объектов этого типа определяется зоной влияния Бурхалинского глубинного разлома, контролирующего одноименную потенциально золоторудную зону. Северный (в пределах листа) отрезок этой зоны, в котором заключено Левонаталинское рудное поле, ограничен двумя субпараллельными ветвями Бурхалинского разлома – Долгучанским и Натыгинским разломами, располагающимися на расстоянии 1–1,5 км друг от друга. Все золотоносные дайки, рассекающие глинисто-карбонатные отложения верхнего кембрия–нижнего ордовика, заключены в этой узкой полосе. Распределение золотого оруденения в дайках внутри этой полосы контролируется более локальным гидротермально-метасоматическим фактором. Как правило, наиболее высокая степень преобразования – пропилитизация, окварцевание – определяет потенциально перспективную золотоносность участка дайки. Другим локальным фактором, по существу, поисковым признаком, является наличие и интенсивность сульфидной минерализации – пирит, арсенопирит, халькопирит, редко – галенит и сфалерит.

Аналогичные факторы контроля золотого оруденения проявлены и на Сетаньинском рудном поле, в южной части территории, уже вне пределов Бурхалинской золотоносной зоны. Здесь также роль регионального структурного фактора выражена в приуроченности рудного поля к своду Сетаньинской антиклинали – структурному аналогу Натыгинской антиклинали Левонаталинского рудного поля. Как и в последнем, золотоносные дайки рассекают верхнекембрийские глинисто-карбонатные отложения, метаморфизованные до уровня хлорит-серицитовый субфации зеленосланцевой фации метаморфизма. Степень гидротермально-метасоматического преобразования даек является одним из важнейших рудоконтролирующих факторов и выражена на Сетаньинском рудном поле еще более четко, чем на Левонаталинском. Наличие щелочных натровых метасоматитов – эйситов, выделяющихся более светлой окраской на фоне менее измененных диабазов, является ключевым поисковым признаком для основного типа оруденения Сетаньинского рудного поля. Также важным руководящим признаком золоторудной минерализации является наличие и интенсивность развития сульфидов – пирита, арсенопирита, галенита, сфалерита, теннантита. Дайки девонских диабазов (сеттедабанский комплекс) могут рассматриваться как рудоматеринская среда для этого типа золотого оруденения, но с учетом определенной литолого-структурной обстановки. Гидротермально-метасоматические преобразования даек выступают как механизм золотоизвлечения и золотоконцентрации. Эти процессы условно относят к мезозойской эпохе рудогенеза.

Незначительные по масштабам и интенсивности проявления сурьмяной, свинцово-цинково-сурьмяной и серебряной минерализации подчинены литологическому и структурному контролю. Они контролируются обычно субмеридиональными зонами разломов, рассекающими карбонатные и терригенно-карбонатные отложения палеозоя (лабыстахская, таяхская, хамамытская свиты). Оруденение представлено секущими либо послонными жилами в карбонатных породах и имеет незначительные параметры.

В пределах Аллах-Юньской зоны, занимающей небольшую площадь в юго-восточном углу листа, по существу неизвестны коренные проявления и пункты рудной минерализации. Несколько коренных проб с повышенными содержаниями золота, серебра, меди, свинца, цинка отобраны из карбонатно-кварцевых жил с убогой сульфидной минерализацией, рассекающих темноцветные терригенные отложения верхоянского комплекса. Таким образом, для этого, весьма незначительного по интенсивности и масштабу оруденения проявлены литологический и структурный факторы контроля.

Вопрос о поисковых признаках частично рассмотрен выше при характеристике проявлений

«дайкового» золота в Сетте-Дабанской зоне. Мы отметили, что интенсивность преобразования даек диабазов (пропилитизация, окварцевание, развитие эйситов и их брекчий, хорошо фиксируемые визуально) является прямым указанием на вероятность развития на этих участках золотого оруденения. Другим признаком, минералогическим, является наличие сульфидной минерализации (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды) и интенсивность ее проявления.

Для стратиформного полиметаллического и свинцово-цинкового оруденения, развитого в карбонатных отложениях Кыллахской зоны, надежными поисковыми признаками являются налеты медной зелени, обохренные и выщелоченные выходы и развалы карбонатных пород, шлиховые ореолы и потоки сульфидов цветных металлов и барита, а также вторичные геохимические ореолы свинца, цинка, меди.

При поисках фосфоритов в черносланцевых образованиях первым и ведущим поисковым признаком является наличие конкреционных образований среди черных сланцев, что требует дополнительной проверки качественной реакцией на фосфор и аналитическими определениями. Дополнительным признаком может являться повышенная радиоактивность, свойственная фосфоритам этого типа, а также вторичные комплексные геохимические ореолы (P, V, Cu, Zn), развивающиеся над площадями распространения фосфатно-металлоносных сланцев.

Сложнее обстоит дело с мышьяковыми и мышьяково-серебряными вторичными геохимическими ореолами, малоконтрастными и интересными, как правило, большие площади в пределах листа. Они охватывают области развития в разной степени измененных даек диабазов среди нижнепалеозойских отложений и могут служить только для начальной разведки площадей, потенциально перспективных на «дайковое» золото. В дальнейшем требуется учет других факторов и поисковых признаков, рассмотренных выше.

Что касается Аллах-Юньской зоны, то фактическое отсутствие сколько-нибудь значительных рудных объектов на данной территории препятствует выделению здесь самостоятельных поисковых признаков. Комплексные вторичные геохимические ореолы (Cu, Pb, Zn, Ag, As) малоконтрастны и по существу охватывают всю площадь развития пород верхоянского терригенного комплекса, обычно содержащих пирит и несущих повышенные концентрации целого ряда металлов. Шлиховые ореолы золота охватывают все водотоки с промышленной и непромышленной россыпной золотоносностью, при этом коренные источники россыпей находятся, видимо, за пределами территории к востоку и югу.

Размещение россыпного золота определяется двумя группами факторов: 1) определяющими распространение, денудацию и сохранность коренных источников россыпного золота; 2) определяющими распределение, перераспределение и сохранность самого россыпного золота.

Первичными коренными источниками россыпного золота в районе являлись: 1) в пределах Кыллахской зоны – пиритизированные слабо золотоносные осадочные толщи рифея (пионерская, талынская, светлинская, бикская и др. свиты); согласные золоторудные кварцевые жилы в пионерской свите проявления Светлинское и, возможно, других, уничтоженных эрозией объектов; 2) в пределах Сетте-Дабанской зоны – минерализованные измененные дайки диабазов сеттедабанского комплекса среди нижнепалеозойских отложений; слабо золотоносные кварц-карбонатные жилы и жильные зоны в тех же отложениях; черносланцевые металлоносные сильно пиритизированные отложения акринской свиты нижнего–среднего кембрия; 3) в пределах Аллах-Юньской зоны – кварцевые жилы и жильные зоны с сульфидами в темноцветных пиритовых терригенных отложениях верхоянского комплекса. Закономерности размещения этих золотоносных образований рассмотрены выше.

Важным моментом в развитии, денудации и сохранении коренных источников золота явилось влияние позднепалеозойских–кайнозойских кор выветривания. В регионе проявились две такие эпохи корообразования: поздний мел–палеоген и поздний миоцен–ранний плейстоцен. Остатки этих кор выветривания на изученной территории не сохранились, но в более южных районах зафиксированы поверхности выравнивания на плоских водоразделах с абсолютными отметками 1 100–1 200 м, относящиеся к позднеплиоценовому возрасту. Полное уничтожение продуктов более ранней и мощной мел-палеогеновой коры выветривания, питавшей многие богатые россыпи Северо-Востока России, видимо, обусловило большую бедность россыпей на изученной территории. По оценке Г. В. Тафинцева [66] резкий подъем территории на рубеже палеогена–неогена вызвал размыв около 1,5 км мощности, тогда как подъем после раннего плейстоцена обусловил размыв 500–600 м отложений, включая коровые образования. В результате в нашем регионе в качестве источников питания россыпей сохранились лишь линейные коры выветривания второй эпохи. В процессе корообразования происходило высвобождение золота, окисление сопутствующих ему сульфидов, вследствие чего в россыпях района золото в сростках с сульфидами не встречается, в тяжелой фракции ему сопутствуют почти исключи-

тельно окислы и гидроокислы железа. В корях выветривания происходило также отделение золота от элементов-спутников его в коренных источниках, в связи с чем, шлиховые ореолы золота на изученной территории не сопровождаются геохимическими ореолами элементов, сопутствующих ему в коренных проявлениях. Интенсивный подъем и глубокая денудация «облагороженных» корообразованием коренных источников золота явились неблагоприятными факторами, отрицательно сказавшимися на богатстве россыпей территории.

В палеогене–неогене заложилась древняя (доледниковая) речная сеть региона, во многом отличавшаяся от современной. Так, р. Белая в тот период имела сток в восточном направлении. Приуроченность основных золотороссыпных узлов территории к участку неотектонического поднятия (альпинотипное среднегорье) с относительными превышениями 700–1 000 м обусловило интенсивное истирание и снос с песчано-гравийной фракцией в палеодолину р. Белой мелких фракций (менее 0,5 мм) россыпного золота. Большой эрозионный врез объясняет также отсутствие россыпей в водотоках высоких порядков. К моменту формирования водотоков третьего порядка кора выветривания была почти полностью размыта, и основное количество самородного золота уже поступило в долины водотоков более раннего заложения.

Сохранность богатой россыпи руч. Светлый обусловлена благоприятными локальными факторами. Наложение глубокой линейной коры выветривания на зону Светлинского разлома, пересекающую золотоматеринские пиритоносные толщи пионерской, тальинской, светлинской свит, обусловило локальную депрессию (рудный карст) с интенсивным окислением пиритизированных толщ в неоген-раннечетвертичную эпоху корообразования. Уровень этой депрессии оказался ниже общего уровня пенеплена территории.

Относительно высокая крупность золотин в россыпи руч. Сетанья объясняется интенсивной закарстованностью коренных пород плотика и как следствие – меньшей истертойостью золотин. Даже в настоящее время глубина карстовых западин под этой россыпью достигает 8–9 м.

Влияние фактора денудации и эрозионного вреза сказалась на проявлении центрального участка относительно повышенной золотоносности в пределах Хандинского золотороссыпного узла (россыпи руч. Суордах, Ялан, Аринда, Бурундук, Кикнур). Размещение этих россыпей контролируется южным ограничением линейной меридиональной приразломной депрессии на продолжении отрезка нижнего течения р. Бурхала.

Еще одним важным фактором, влиявшим на распределение промышленных россыпей золота, явилась интенсивная ледниковая деятельность, центрами которой были выходы гранитных массивов на левобережье р. Аллах-Юнь к северо-востоку от изученной территории. В этих центрах накопление льда было настолько мощным, что им были отпрепарированы не только долины, но и отроги водоразделов, примыкающих к гранитным массивам. На площади Бурхалинского и Хандинского золотороссыпных узлов ледниковая деятельность проявилась слабо, ее следы почти уничтожены последующей эрозией. Следы оледенения (эратические валуны) сохранились на выровненных водоразделах левобережья р. Белой на высотах 800–950 м. Отчетливее проявлены следы более молодого оледенения, которое простиралось почти до южной рамки листа и способствовало захоронению части россыпи руч. Суордах близ устья его палеодолины. Нужно учитывать, что среднечетвертичное оледенение развивалось в условиях существенно иного рельефа и иной, нежели современная, речной сети. Помимо уничтожения древних россыпей, ледниковая деятельность способствовала и захоронению доледниковых и межледниковых золотоносных россыпей (погребенные россыпи Сэгинне, Таёжка, Чалбык, Суордах, Трехгорка). Роль местных ледников наиболее отчетливо проявлена в палеодолине р. Белой. Когда произошло перегораживание части долины реки, она прорезала себе новое русло ниже устья руч. Мускель до устья руч. Трехгорка. При этом, видимо, произошло захоронение предполагаемой палеороссыпи руч. Трехгорка. Сходная ситуация наблюдалась в приустьевой части руч. Суордах, где ледник, двигавшийся от верховьев р. Белой, перекрыл, захоронив россыпь, палеоустье руч. Суордах, и последний прорезал себе русло в долину руч. Ялан.

Послеледниковый эрозионный врез составил, по оценкам, 300–450 м, тогда же была сформирована современная речная сеть, в руслово-пойменном аллювии которой заключено около 80 % запасов россыпного золота территории. Именно эти, голоценовые россыпи и были объектами разведок и эксплуатации на изученной территории. Необходимо иметь в виду, что руслово-террасовые россыпи являются результатом длительного формирования и неоднократного переотложения на новые, более низкие уровни. Дальность переноса золота в аллювии очень незначительна и ограничена фракциями менее 1 мм (по другим оценкам – менее 0,5 мм), составляющими так называемое косовое золото. Размер золотин в россыпях района в среднем превышает 2 мм. Такое золото в россыпи при донной эрозии перемещается вниз по вертикали, а по горизонтали практически не смещается. Нередко наблюдается положение россыпи, перпендикулярное современному руслу. Это особенно характерно для притоков, входящих в доли-

ну более крупной реки. Так, линия шурфов в долине р. Белой ниже устья руч. Аринда была пройдена в субширотном направлении, вкрест отрезка долины реки, но вдоль золотоносной струи, поэтому практически все шурфы содержат весовое золото. И на других участках долины р. Белой шурфовочные линии были пройдены вкрест современной долины, без учета положения не подчиняющейся ей золотоносной россыпи. Это обстоятельство учитывалось при оценке прогнозных ресурсов погребенной россыпи по долине р. Белая ниже руч. Кикнур (прил. 6).

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ И ПРОГНОЗ РЕСУРСОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Оценка перспектив рассматриваемой территории на комплекс установленных и предполагаемых здесь полезных ископаемых основывается на анализе всех проведенных ранее работ ГСР-200 и -50, специализированных поисковых и разведочных, тематических работ, а также дополнительных материалов, полученных в ходе ГДП-200 данной территории в самые последние годы.

Изложение прогнозных материалов ведется сначала для коренных типов минерального сырья по минерагеническим зонам, затем – для россыпных месторождений золота.

Представленная на территории листа часть **Кыллахской минерагенической зоны** всеми предшественниками признана бесперспективной в отношении месторождений свинца, цинка, меди, несмотря на то, что проявления этих металлов имеются на территории. Но вендский рудоносный уровень, с которым связано крупное стратиформное свинцово-цинково-германиевое месторождение Сардана к юго-западу от площади листа, на данной территории является практически безрудным, а параметры стратиформных объектов этих металлов в карбонатных отложениях рифея далеки от промышленных кондиций. Также бесперспективны объекты железорудной и баритовой минерализации, связанные с рифейскими отложениями.

Единственный золоторудный объект в пределах Кыллахской зоны на площади листа – Светлинское проявление золота – всеми предыдущими исследователями рассматривался как перспективный, хотя цифры прогнозных ресурсов у разных авторов существенно разнятся. В наиболее ранних по времени прогнозных расчетах М. Т. Широглазова [74] сумма прогнозных ресурсов (P_1) по изученной части Светлинского рудного поля составила 1,5 т. В. Ф. Мехоношин признал справедливость прогнозных оценок М. Т. Широглазова и привел цифру для обнаженной части проявления Светлинское 1,5–2,0 т [47]. Для сброшенной восточной части рудного поля этот автор оценивает прогнозные ресурсы цифрой 5 т (суммарно для рудного поля Светлый – 6,5–7 т). Г. В. Тафинцев [66] дал минимальную прогнозную оценку участка Светлый в 10 т (до глубины 500 м ниже днища долины). По оценке В. С. Краснопольского [44] прогнозные ресурсы проявления Светлинское составляют 7,1 т, а общие ресурсы коренного золота на рудном поле (с учетом опущенного блока) – 37 т.

Анализ материалов показывает, что во всех случаях за основу оценок прогнозных ресурсов принимались параметрические данные по зонам № 1, 2, 3 Светлинского проявления, приводимые М. Т. Широглазовым [74]. Эти данные явились основой и наших расчетов за тем исключением, что величину подвески прогнозных ресурсов на глубину (а фактически по горизонтали вдоль зоны Светлинского разлома) мы принимали не 50 м, как у М. Т. Широглазова, а представляющиеся более вероятным 200 м. В этом случае более достоверные (категория P_1) прогнозные ресурсы по зоне № 1 составят: $Q_1 = L \times m \times H \times C_{cp} \times d = 350 \times 1,6 \times 200 \times 10,0 \times 2,6 = 2,9$ т, где длина L – 350 м, средняя выемочная мощность m – 1,6 м, длина подвески H – 200 м, среднее содержание золота C_{cp} – 10,0 г/т, объемный вес d – 2,6 т/м³. Таким образом, достаточно достоверные ресурсы по зоне № 1 Светлинского проявления оцениваются нами в 2,9 т золота (P_1). Для зон № 2 и 3 данные М. Т. Широглазова и принятая нами подвеска на длину 200 м дают следующие параметры: L_2 – 250 м, L_3 – 120 м, m_2 – 1,0 м, m_3 – 1,0 м, H_2 и H_3 – по 200 м, $C_{cp,2}$ – 3,0 г/т, $C_{cp,3}$ – 2,0 г/т. В этом случае прогнозные ресурсы составят: $Q = 250 \times 1,0 \times 200 \times 3,0 \times 2,6 = 0,4$ т по зоне № 2 и $Q = 120 \times 1,0 \times 200 \times 2,0 \times 2,6 = 0,125$ т по зоне № 3. В сумме для зон № 2 и 3 получаем прогнозные ресурсы (P_2) – 0,52 т, а суммарно по трем зонам ($P_1 + P_2$) – около 3,5 т золота.

С еще меньшей степенью достоверности, по аналогии с западным крылом, можно оценить ресурсы золота в сброшенном восточном крыле Светлинского рудного поля. Исходя из того, что погребенная часть не эродирована, можно принять, что в ней содержится вдвое больше золота, чем в западной, – около 7 т (P_3). Таким образом, суммарные прогнозные ресурсы ($P_1 + P_2 + P_3$) коренного золота на Светлинском рудном поле оцениваются нами примерно в 10 т.

Кроме рудного золота, образующего установленное проявление и ресурсы которого могут быть рассчитаны, отрезок Кыллахской минерагенической зоны на площади листа имеет значительно менее определенные, гипотетические перспективы на еще два вида минерального сырья – ЭПГ и алмазы.

Вопрос о возможной платиноносности рифейских отложений Кыллахской зоны (*Горностахская потенциально платиноносная площадь*) был поставлен Э. И. Кутыревым и А. Е. Соболевым [9] в связи с установлением на крайнем юге зоны, на территории Хабаровского края (бассейн р. Челасин) в песчаниково-алевролитовой формации среднего рифея платино-иридиеносного горизонта мощностью 0,5–2,0 м с содержаниями иридия – 0,5–1,5 г/т и платины – 0,19–0,53 г/т. Платино-палладиевые аномалии с меньшими содержаниями платиноидов установлены теми же авторами на западном крыле Горностахской антиклинали (к западу от площади листа). В этой связи в 1996 г. в ходе ГДП-200 А. П. Кропачевым и А. Л. Коноваловым были опробованы тонкотерригенные отложения пионерской, светлинской, бикской, мускельской и акринской свит по руч. Светлый и руч. Суордах. Были отобраны малообъемные (до 500 г) сколковые пробы, проанализированные затем на ЭПГ в лаборатории ВСЕГЕИ. Опробование дало отрицательный результат, но вопрос о возможной платиноносности рифейских отложений Кыллахской зоны не снят с повестки дня. Рекомендуется проведение тематических и специальных поисковых работ.

Основанием для предположения о наличии алмазов на изученной территории явились полученные в 1998 г. в ходе ГДП-200 данные о наличии минералов-спутников (хромшпинелиды) в тяжелой фракции протолочек из базальных грубообломочных отложений начарской свиты (нижний венд) и сыгытинской свиты (верхний венд) в бассейне р. Белой. Это первый положительный признак возможной алмазонасности, полученный для этой территории, и работы в этом направлении необходимо продолжить.

В пределах представленного на площади листа отрезка **Сетте-Дабанской минерагенической зоны** имеются два потенциально перспективных золоторудных объекта – Левонаталинское и Сетаньинское рудные поля. Прогнозные оценки обоих объектов были выполнены в ходе ГСР-50 и приводятся здесь по данным, содержащимся в соответствующих отчетах [36, 51].

В пределах *Левонаталинского рудного поля* площадью 50 км² в качестве золоторудных объектов выделены и опробованы 3 минерализованных гидротермально измененных дайки диабазов, прогнозные ресурсы по которым (P₂) оценивались раздельно [36]. Расчет проводился по формуле: $Q=L \times m \times N \times C_{cp} \times d$, где Q – ресурсы золота в т, L – суммарная длина рудного интервала дайки в м, m – средняя мощность рудного интервала в м, N – глубина прогноза в м, C_{cp} – среднее содержание золота в г/т, d – объемный вес измененных основных пород. Определенная опробованием суммарная длина рудного интервала составила: по дайке № 1 – 3 660 м, по дайке № 2 – 1 650 м, по дайке № 3 – 2 600 м. Средняя мощность рудного интервала составила, соответственно: 2,7, 2,5 и 3,0 м. Глубина прогноза принята равной глубине эрозионного вреза по каждой дайке, составившей для даек № 1 и 3 – 200 м, для дайки № 2 – 180 м. Средние содержания золота определены для дайки № 1 – 0,6 г/т, для даек № 2 и 3 – по 1,0 г/т. Объемный вес основных пород принят 2,9 т/м³. Исходя из приведенных параметрических данных, расчеты по каждой дайке дали следующие результаты: $Q=3\ 660 \times 2,7 \times 200 \times 0,6 \times 2,9=3\ 440\ 000$ г=3,44 т; $Q=1\ 650 \times 2,5 \times 180 \times 1,0 \times 2,9=2\ 150\ 000$ г=2,15 т; $Q=2\ 600 \times 3,0 \times 200 \times 1,0 \times 2,9=4\ 520\ 000$ г=4,52 т. Таким образом, по всем опробованным интервалам трех минерализованных золотоносных даек суммарные прогнозные ресурсы рудного золота (P₂) составили округленно 10,0 т. Из-за низких содержаний золота в настоящее время эти тела не могут быть объектом промышленной отработки и прогнозные ресурсы золота по ним не могут быть поставлены на учет.

Сетаньинское рудное поле площадью 15 км² содержат 7 рудных тел протяженностью от 500 до 2 500 м при средней мощности от 8 до 50 м и среднем содержании золота по каждому рудному телу – 0,6 г/т [51]. Установленный вертикальный диапазон золотого оруденения составляет 200 м, при этом, поскольку на низших гипсометрических уровнях вскрывается наиболее продуктивная часть золотоносных даек, прогнозные ресурсы по каждому рудному телу «подвешены» на глубину 100 м. Расчет прогнозных ресурсов проводился по формуле (категория P₂): $Q=K_N \times L \times m \times N \times C_{cp} \times V \times d$, где Q – прогнозные ресурсы золота в т, K_N – коэффициент надежности, принятый для всех рудных тел (0,8), L – длина рудных тел, m – мощность (средняя) рудных тел; C_{cp} – среднее содержание золота (0,6 г/т для всех рудных тел), V – объем собственно золотоносных эйситов, составивший для опробованных рудных тел от 45 до 60 % (от 0,45 до 0,6), d – плотность рудной массы, принятая в этом случае 2,98 т/м³. Исходя из указанных параметрических данных, расчеты по каждому рудному телу дали следующие результаты: $Q_1=0,8 \times 2\ 500 \times 50 \times 100 \times 0,6 \times 0,5 \times 2,98=8,94$ т; $Q_2=0,8 \times 900 \times 20 \times 100 \times 0,6 \times 0,45 \times 2,98=1,16$ т; $Q_3=0,8 \times 900 \times 35 \times 100 \times 0,6 \times 0,5 \times 2,98=2,25$ т; $Q_4=0,8 \times 900 \times 8 \times 100 \times 0,6 \times 0,6 \times 2,98=0,62$ т; $Q_5=0,8 \times 500 \times 20 \times 100 \times 0,6 \times 0,5 \times 2,98=0,72$ т; $Q_6=0,8 \times 1\ 100 \times 25 \times 100 \times 0,6 \times 0,45 \times 2,98=1,77$ т; $Q_7=0,8 \times 1\ 000 \times 30 \times 100 \times 0,6 \times 0,45 \times 2,98=1,93$ т. Таким образом, по 7 опробованным потенциально золоторудным телам (эйситизированным дайкам диабазов) Сетаньинского рудного поля суммарные прогнозные ресурсы золота (категория P₂) составили 17,4 т золота. Низкие содержания золота не позволяют

считать эти объекты, как и на Левонаталинском рудном поле, потенциально промышленными. Прогнозные ресурсы по Сетаньинскому рудному полю не могут быть поставлены на учет.

Итак, имеющиеся в пределах Сетте-Дабанской минерагенической зоны на площади листа два потенциально золоторудных объекта с однотипными проявлениями золота (золото-кварцевая малосульфидная формация, связанная с измененными дайками диабазов) – Левонаталинское и Сетаньинское рудные поля – содержат в сумме 27,5 т рудного золота в забалансовых рудах, не являющихся в настоящее время объектом промышленной отработки. Только при серьезных технологических достижениях и резком возрастании цены на золото в будущем они могут представить интерес для промышленного освоения.

Кроме золота, еще один вид минерального сырья (в коренных проявлениях) является перспективным в пределах Сетте-Дабанской минерагенической зоны на изученной территории. Это фосфориты, приуроченные к региональному Акринскому фосфатно-металлоносному уровню по западной границе зоны. Прогнозные ресурсы фосфоритов оценивались В. В. Ефимовым [38] для Правосуджинского проявления на отрезке от участка Броневой (правобережье р. Сугджу) до участка Негелькан непосредственно за северной рамкой листа. Расчет ресурсов производился по формуле: $Q=K \times L_x \times L_y \times L_z \times C_m \times d$, где Q – прогнозные ресурсы полезного компонента (P_2O_5) в млн т, L_x – длина подсчетного контура по простиранию, L_y – длина подсчетного контура по падению, L_z – средняя суммарная мощность фосфатоносных пород в подсчетном контуре, C_m – среднее содержание полезного компонента в %, d – средняя плотность породы в t/m^3 , K – коэффициент надежности прогноза. При подсчете использованы данные по участку Негелькан, расположенному непосредственно за северной рамкой территории на Эльганьинском проявлении фосфоритов [40]. На участке Броневой рассчитано среднее содержание P_2O_5 по 8 фосфоритоносным пластам, составившие 1,076 % (от 0,65 до 1,8 %). Средняя суммарная мощность фосфоритоносных пластов на участке Броневой – 5,9 м. Учитывая, что к северу эта мощность увеличивается, а на участке Нельгекан она составляет 33 м, для расчета принята средняя мощность 19,45 м. Длина подсчетного контура по падению принята 500 м, протяженность фосфоритоносных пластов по простиранию – 19 000 м. Объемный вес – 2,6 t/m^3 . Из-за недостаточной достоверности данных по протяженности и мощности пластов фосфоритоносных пород, а также по содержанию полезного компонента, для расчета принят коэффициент надежности 0,3. Ресурсы P_2O_5 составили: $Q=0,3 \times 19\ 000 \times 500 \times 19,45 \times 0,01076 \times 2,6=1\ 551\ 000$ т. Таким образом, прогнозные ресурсы (категории P_2) пятиоксида фосфора по Правосуджинскому проявлению фосфоритов составили 1,5 млн т. Ввиду низких содержаний P_2O_5 (1,1 %) руды являются забалансовыми, и их прогнозные ресурсы не подлежат учету. При этом нужно учесть дополнительные неблагоприятные факторы. Во-первых, это низкое качество фосфоритовой муки, полученной при лабораторных испытаниях из фосфоритового концентрата: она содержит от 19 до 25 % P_2O_5 , что соответствует муке 2–3 сорта. Во-вторых, это высокое содержание кремнезема (от 17 до 82 %, в среднем – около 65 %).

Итак, по данным проведенных исследований на изученной территории в отложениях акринской свиты от участка Броневой до северной рамки листа (участок Нельгекан) содержится 1,5 млн т P_2O_5 в забалансовых рудах с низким содержанием, из которых возможно получение низкосортной фосфоритовой муки с высоким содержанием кремнезема. Однако, такой вывод не закрепляет перспективы Сетте-Дабанской минерагенической зоны на промышленные месторождения фосфоритов и потенциально перспективные металлоносные черные сланцы. Находки желваковых фосфоритов с более высокой, чем на Правосуджинском проявлении, концентрацией фосфоритовых желваков в пластах имеются к югу и северу от изученной территории. Пробы с содержанием ванадия до 0,63 % (близко к промышленному) установлены в акринской свите непосредственно к югу от площади изученного листа. Глобальное распространение нижнекембрийского фосфатно-металлоносного уровня и наличие приуроченных к нему промышленных месторождений фосфоритов, ванадия (Малый Каратау, Южный Казахстан), фосфоритов, молибдена, золота, ЭПГ (Южный Китай) не позволяет окончательно снимать проблему поиска подобных промышленных объектов на территории Сетте-Дабанской и, возможно, Кыллахской зоны.

Прогнозная оценка россыпной золотоносности территории базируется на анализе огромного количества материалов поисковых, разведочных работ и отработки россыпей, полученных в период с 1936 по 1999 гг. На изученной территории разведаны практически все водотоки, перспективные на россыпное золото. Несмотря на то, что последние работы [41] отрицают возможность выявления новых россыпей, анализ материалов, проведенный авторами настоящей записки, позволяет прогнозировать новые россыпные объекты, в первую очередь в виде погребенных россыпей. Такие россыпи характерны для *Сегенинского россыпного узла* (Сэгинне-II, Евканджа, Декабрёнок и др. – за пределами листа). Эти россыпи залегают в доледниковом (Q_{I-II})

или межледниковом аллювии на плотике древних тальвегов. Обычно это более богатые россыпи, чем современные. Древние россыпи прогнозируются нами на следующих участках: долина р. Белой вблизи и выше устья руч. Кикнур–руч. Бурундук–руч. Аринда; погребенная палеодолина руч. Суордах; террасы уровня 80–100 м руч. Светлый; нижнее течение руч. Чалбык. Параметры этих россыпей приведены в приложении 7, там же содержатся прогнозные ресурсы по этим россыпям (категория P_2), рассчитанные с коэффициентом надежности 0,8. К этой же категории может быть отнесена и погребенная россыпь руч. Трехгорка, но количественный расчет прогнозных ресурсов по ней не может быть выполнен из-за отсутствия данных. Россыпь прогнозируется по аналогии с россыпью руч. Светлый на основании общих благоприятных геологических факторов: размыв пиритоносных (предположительно слабозолотоносных) терригенных отложений пионерской, талынской и светлинской свит, зона влияния Светлинского разлома. Прямым подтверждением является золотоносность аллювия в оставшихся недобитыми шурфах нескольких линий (до 0,4 г/м³ на пласт 0,2–0,4 м).

В прогнозные ресурсы (правда, значительно меньшие) категорий P_1+P_2 могут быть включены и рассчитаны с коэффициентом надежности от 0,5 до 1,0 запасы золота по 5 промышленным россыпям *Хандинского золотороссыпного узла*, параметры которых приведены в приложении 5. Эти ресурсы составляют: руч. Мастах – 40 кг, руч. Суордах – 60 кг, руч. Тайга – 10 кг, руч. Курносый – 3 кг (в сумме 143 кг прогнозных ресурсов по непромышленным россыпям территории).

Прогнозные ресурсы техногенных россыпей на изученной территории ограничены месторождением Светлый, для которого Г. В. Тафинцевым [66] подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 100 кг при объеме песков 333 тыс. м³ и среднем содержании золота – 0,3 г/м³. Прогнозные техногенные ресурсы на других россыпных месторождениях территории из-за незначительного объема переработанных песков не учитываются.

Особую группу техногенных россыпей территории составляют так называемые недоработанные пески. Это те участки россыпей, где элювий коренных пород представлен массивным труднообогатимым плотиком, или участок россыпи приурочен к каньонообразному отрезку долины. Эти причины технологического характера вполне преодолимы при использовании более мощной техники и специалистов-старателей высокой квалификации. Такие недоработанные пески имеются в россыпях руч. Светлый, Ялан, Аринда, Кикнур, Ыт-Юрях, Чалбык. Необходимы полевые исследования для дополнительной оценки этих техногенных россыпей.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах Сетте-Дабанского (95 %) и Южно-Верхоянского (5 %) гидрогеологических массивов.

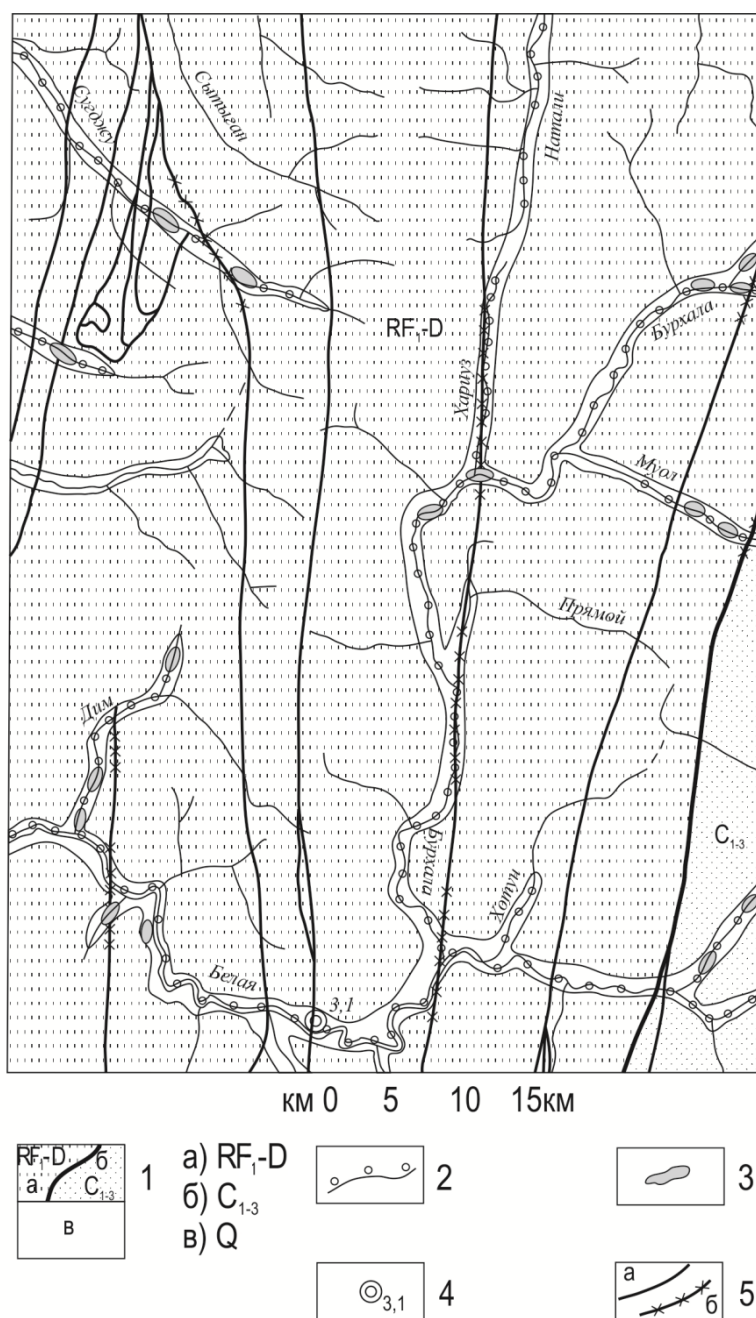


Рис. 10. Гидрогеологическая изученность.

1 – Водоносные комплексы и их минерализация в г/л: а) нижнерифейско-девонский (0,07–0,35), б) нижне-верхнекаменноугольный (0,09–0,24), в) четвертичный (0,07–0,35). 2 – Предполагаемые подрусловые талики.

3 – Наледи. 4 – Бывший минерализованный источник (цифра – минерализация в г/л). 5 – Тектонические нарушения: а) гидрогеологическое значение не выявлено, б) установлена обводненность.

Гидрогеологические условия района определяются тремя основными факторами: повсеместным развитием мощной (до 500 м) толщи многолетнемерзлых пород, расположением его в горной местности и резко континентальным климатом.

Проводились гидрохимические опробования водотоков. Специализированных гидрогеологических исследований не проводилось. Использовались материалы сопредельных территорий и геофизических работ.

Гидрогеологические исследования проводились Институтом мерзлотоведения СО АН СССР в 1971 г. в 12 км к югу от района на Оночалахском месторождении, где определены зависимости температуры от глубины залегания многолетнемерзлых пород. В интервале глубин 0–8 м происходит резкое понижение температуры от 0 °С до –7–8,5 °С, а затем на глубине 8–10 м постепенное повышение до –5,5–6,5 °С. В интервале глубин 10–30 м температурный режим сохраняется при амплитуде колебаний 0,2 °С. В нижних горизонтах колебания температуры сохраняются в пределах значений –5,5–7,7 °С. Сезонным колебаниям температуры подвержены породы до глубины 130 м, при наибольшей амплитуде до глубины 30 м.

Под криолитозоной развиты зоны повышенной трещиноватости мощностью от 10–15 до 50 м. В областях распространения карбонатных пород развиты трещинно-карстовые и трещинные водоносные комплексы. В терригенных пермо-карбонатных породах развиты трещинно-жилые водоносные комплексы. Над криолитозоной в летнее время формируется слой сезонно-талых пород, мощность которого (0,2–3 м) зависит от экспозиции склона, характера растительности (главным образом от толщины мохового покрова), состава грунтов. Отвалы, образующиеся при обработке россыпей, оттаивают от 2 до 5 м. Под руслами водотоков в летне-осеннее время формируются подруслово-талые талики. На малых подруслово-талых таликах имеют мощность до 1–2 м, а по водотокам рек Белая, Бурхала, Дим, Трехгорка, Натали достигают 8–10 м.

Подземные воды района сосредоточены в водоносных комплексах четвертичных, терригенных каменноугольных, палеозойских карбонатных, а также терригенно-карбонатных протерозойских отложений. Водоносный комплекс четвертичных отложений сложен склоновыми (элювиально-делювиальными, коллювиальными, солифлюкционными) и долинными (аллювиальными, ледниковыми, водно-ледниковыми и озерно-ледниковыми) отложениями. Водоносность их связана с поровыми грунтовыми водами сезонно-талого слоя и водами подруслово-талых таликов. Питание четвертичного водоносного комплекса осуществляется в основном за счет просачивания атмосферных осадков и, меньше, за счет таяния льдистых грунтов, а в крупнообломочных, песчаных отложениях за счет конденсации водяных паров на поверхности мерзлых грунтов, реже – за счет подмерзлотных вод в местах их разгрузки (зоны тектонических нарушений, выходы девон-силурийских карстующихся пород). Водоупором служит верхняя граница многолетнемерзлых пород. Разгрузка грунтовых вод происходит в русла водотоков. Надмерзлотные грунтовые воды, дренирующие воды карбонатного палеозоя, имеют прозрачную с чуть голубовато-зеленоватым оттенком воду. В водотоках, размывающих терригенные породы, воды прозрачные с серым оттенком. Воды водораздельных и долинных болот, бочажин и непроточных мелких озер имеют коричневый цвет, неприятный запах и непригодны для питьевых и хозяйственных нужд. По данным химических анализов воды водотоков, дренирующих карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, относятся к гидрокарбонатно-кальциево-магниево-сульфатным с минерализацией – от 70 до 350 мг/л, имеют нейтральную или слабощелочную (рН=6,0–6,9) реакцию; воды, дренирующие верхоянский терригенный комплекс, мало минерализованы (90–240 мг/л), имеют реакцию слабощелочную (рН=7,1–8), иногда нейтральную и кислую (рН=6,6–6,9).

Межмерзлотные воды приурочены к таликовым зонам в долинах крупных водотоков. При проходке шурфов межмерзлотные воды встречаются на глубинах от 1,2–3 до 7–12 м в долинах рек и ручьев Белая, Бурхала, Дим, Трехгорка, Лев. Натали. Эти воды напорные и затопляли шурфы при их проходке. В зимний период эти воды образуют небольшие наледы (до 50 000 м³). Режим, температура и места выходов этих вод непостоянны в течение года и зависят от источника питания и степени промерзлости грунтов вокруг таликов. Анализ проб льда из наледей, приуроченных к выходам подземных вод, не отражает полностью химического состава подземных вод. Охлаждение, промерзание и кристаллизация приводят к изменению минерализации вод. Происходит процесс криогенной метаморфизации подземных вод. При этом минерализация пресных вод изменяется в 4–10 раз за счет выпадения в осадок CaCO₃, включенного в лед в виде твердых примесей, однако при этом увеличивается жесткость и щелочность вод.

Примером межмерзлотного талика является выход минерализованного источника на правой

террасе р. Белой напротив створа руч. Тустах (Бутуз). Вода стекает из основания гидролакколита высотой 3–15 м и протяженностью 100 м в виде вала субмеридионального направления в бессточное озеро. Оно известно с XVIII века, тунгусы добывали здесь соль для местных нужд, но соленость постепенно убывала. Озеро и источники впервые исследованы Дальневосточной соленосной партией (Разумовская, 1939). Геофизическими работами не выявлено сквозного талика. Общая минерализация достигала 3 г/л. Такая минерализация сохранялась вплоть до 1980-х годов. Вода источника прозрачна, на вкус солоновата. Общая минерализация менялась за 1939–1976 гг. от 2 137 до 3 063 мг/л, а содержания отдельных компонентов составляли (в мг/л): Са – от 37,07 до 335,63; Mg – 260,67–266,42; К+Na – от 1,38 до 189,90; Cl – от 19,14 до 24,40; SO₄ – от 1 502,6 до 2 011,0; HCO₃ – от 247,1 до 305,6; pH=7,7. По преобладанию ионов солевого состава Са и Mg вода источника относилась к сульфатному кальциево-магниевому классу. В настоящее время озерцо имеет минерализацию, не отличающуюся от поверхностных вод.

В целом надмерзлотные и межмерзлотные воды в виду незначительного дебита (до 0,2 л/с) могут являться источником водоснабжения только для небольших поселков.

Подмерзлотные воды в районе развиты довольно широко. Они устанавливаются по постоянно действующим крупным (>100 000 м³) наледям, не меняющим своего дебита и состава из года в год. Выходы подмерзлотных вод, как правило, приурочены к пересечению тектоническими нарушениями долин водотоков и к пересечению долинами водотоков легко карстующихся пород (известняков, доломитов и особенно карбонатных пород с прослоями эвапоритов). Подмерзлотные воды, при разгрузке которых образовались эти наледи, минерализованы слабо (до 250 мг/л) и являются по составу гидрокарбонатно-магниевыми-кальциевыми. Спектральным анализом сухих остатков в них установлено: Cu – 0,0002–0,001 %, Ва – 0,05–0,15 %, Ti – 0,003–0,2 %, Mn – 0,005–0,02 %, Ag – 0,0001–0,005 %, Sb – до 0,01 %. В связи с постоянством режима и значительными ресурсами эти воды являются наилучшими объектами водоснабжения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория расположена в пределах мерзлотного, среднегорного ландшафта (Горностахская цепь, хр. Сетте-Дабан, Скалистый, Юдомо-Майское нагорье) с развитием трех поясов растительного покрова: горно-тундрового (1 200–1 400 м), стланиково-кустарникового (1 000–1 200 м), горной светлохвойной лиственничной тайги и редколесья (<1 000 м).

Выделяется семь классов природного макрорельефа и один техногенный. Их характеристики приводятся в таблице «Ландшафты» на схеме эколого-геологических условий.

Экологическая обстановка оценивается по интенсивности геохимического и радиоактивного загрязнения, степени сейсмической опасности, уровню техногенного воздействия объектов. Учитывается также геодинамическая устойчивость рельефа.

На территории зарегистрированы землетрясения с магнитудой $M < 4,0$, расположенные в зоне влияния глубинных разломов. Глубина очага землетрясений $H = 0–50$ км. Почти вся площадь листа (кроме Кыллахского поднятия) относится к зоне вероятного возникновения землетрясений с магнитудой 7,1–8 баллов по шкале Рихтера (информация взята из специальных геофизических карт).

Геохимическая часть схемы эколого-геологических условий составлена, в основном, по результатам опробования потоков рассеяния, первичных и вторичных ореолов рассеяния, биогеохимических и гидрохимических проб. Используются также данные специализированных исследований А. В. Кокина, Т. И. Кокиной.

По степени возможного отрицательного воздействия на окружающую среду элементы подразделяются на 3 класса опасности: высокоопасные (Zn, As, Pb), умеренно опасные (Co, Ni, Cu, Mo, Cr, B), малоопасные (V, Ba, Mn, Sr). Содержания этих элементов в осадочных, магматических, метасоматических породах территории представлены в таблицах 1–2 (прил. 13). Анализ таблиц показывает, что по отношению к нормативному среднекоровому содержанию избыток мышьяка ($K_k < 20,7$) отмечен в осадочных породах всего разреза. Высокие содержания мышьяка ($K_k < 178,7$) установлены также в магматических и метасоматических породах.

Аномалии потоков рассеяния (мышьяк – свыше 32 ПДК, медь – 16–32 ПДК), первичных (2 и более региональных кларка) и вторичных (мышьяк, медь – 16–32 ПДК) ореолов рассеяния образуют четкие ореолы вокруг рудных тел, магматических, метаморфизованных пород. Простирание аномалий в целом субмеридиональное.

Содержания микроэлементов в растительности низкие. По отношению к кларкам по Д. П. Малюге отмечаются повышенные содержания свинца (в терригенных породах – $K_k = 3,5$, в терригенно-карбонатных породах – $K_k = 3,4$). Коэффициенты концентрации относительно предельно допустимых концентраций невысокие. В растительности относительно почв накапливается свинец ($K_k < 2,2$), молибден ($K_k < 1,9$), марганец ($K_k < 2$) (прил. 13, табл. 4). На участках Вьючные–Златые, Седой по результатам опробования вторичных ореолов рассеяния отмечается избыточная концентрация мышьяка ($K_k < 50$) (прил. 13, табл. 5).

Воды района пригодны для водоснабжения (прил. 13, табл. 6). Содержание анионов, катионов, сумма минеральных веществ незначительны.

К зонам антропогенного воздействия, загрязняющим окружающую среду, относятся районы отработанной и действующей золотодобычи (притоки р. Белой), участки лесозаготовок. Полигоны отработки россыпей золота изменили ландшафты долин и представлены терриконами промытой породы, на которых растительный покров полностью или частично отсутствует. Лес вблизи полигонов бесконтрольно вырублен для бытовых нужд. В целом, районы левых притоков р. Белая относятся к площади подорванных биоценозов (флоры). Здесь также снижена численность животных, птиц, рыб. Для стабилизации биоценоза в этих районах необходимы природоохранные меры.

В целом, эколого-геологическая ситуация на территории листа оценивается как удовлетворительная.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При проведении ГДП-200 и подготовке к изданию данного комплекта Госгеолкарты-200 были получены следующие новые данные:

– Уточнено строение венд-кембрийских и среднеордовикских отложений; из состава первых выделена суордахская, а вторых – сетаньинская толщи, несогласно залегающие на подстилающих образованиях.

– Выделен суордахский долеритовый комплекс, имеющий специфический химический и микроэлементный состав; определен его петротип; U-Pb методом по бадделеиту установлен ордовикский возраст комплекса.

– На основе определения малых и редких элементов выявлена геохимическая специализация долеритов сеттедабанского комплекса, что позволило разделить последний на две фазы и увязать их с формированием базальтов в эмс-франских и фаменских образованиях соседних территорий.

– Установлена большая роль в структуре района субпослойных надвигов, определивших тектоническую расслоенность вендско-палеозойского разреза территории и ее сложный складчато-надвиговой стиль строения, наиболее характерный для Сетте-Дабанской зоны.

– Выявлено широкое развитие среди отложений кембрия, нижнего и среднего ордовика, нижнего карбона карбонатных турбидитов разного типа, что позволило дать иную интерпретацию геодинамических обстановок их формирования и в целом истории развития изученного района.

– Выполнена сводка всех материалов по полезным ископаемым, полученных за последние десятилетия при проведении крупномасштабных геологосъемочных и поисковых работ; по-новому переоценены перспективы россыпной золотоносности территории, которые связаны с погребенными россыпями, с рядом россыпей Хандинского узла, считавшихся ранее непромышленными, а также с техногенными образованиями и недоразведанными песками отработанных промышленных россыпей.

В терригенных породах среднего рифея (талынская свита) и венда (начарская, сытыгинская свиты) установлены минералы-спутники алмаза (хромшпинелиды, в том числе алмазного парагенеза, высокомагнезиальный оливин). Эти горизонты могут рассматриваться как потенциальные вторичные коллекторы алмазов.

При подготовке к изданию данного комплекта Госгеолкарты-200 остались следующие основные вопросы, требующие решения при дальнейших исследованиях:

– Обоснование современными радиоизотопными методами возраста горбинского и ольчанского долеритового комплекса.

– Расчленение залегающих в палеозое мафических силло-дайковых образований (в том числе сеттедабанского комплекса) на основе современных геохимических и радиогеохронологических методов.

– Структурно-вещественная характеристика, типизация субпослойных надвигов и выяснение их металлогенической роли.

– Анализ важнейших особенностей строения и развития территории с целью оценки ее перспектив на обнаружение коренных месторождений алмазов нетрадиционного типа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Абрамов Б. С.* Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. – М.: Наука, 1970. 178 с.
2. *Алтатов В. В., Амузинский В. А., Заякина А. В. и др.* Алмаз из золотоносной россыпи Аллах-Юньского района Якутии // Отечественная геология. № 9, 1997. С. 39–41.
3. *Волкодав И. Г.* Магматические формации и цикличность геологических процессов в Верхояно-Чукотской складчатой области // В. кн.: Геология и полезные ископаемые Яно-Колымской складчатой системы. – Якутск, 1984. С. 57–74.
4. *Волкодав И. Г., Базилевская Р. В., Старников А. И.* Стратиграфия нижнего рифея Горностахской гряды (юго-восточная Якутия) // В сб.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 3–12.
5. *Волкодав И. Г., Горбунов А. И., Мехоношин В. Ф.* Перспективы создания новой полиметаллической базы в Якутии // Разведка и охрана недр. № 10, 1976. С. 6–14.
6. *Волкодав И. Г., Старников А. И., Ян-Жин-Шин В. А.* Стратиграфия уйской серии позднего докембрия Сетте-Дабана // В сб.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 12–20.
7. *Кокин А. В.* Золотое оруденение в дайках диабазов Сетте-Дабанского антиклинория // Доклады АН СССР. Т. 295, № 2, 1987. С. 443–446.
8. *Левашиов К. К.* Среднепалеозойские рифтовые зоны Якутии. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. д. г.-м. н. – М., 1978. 29 с.
9. Металлы платиновой группы в рифейских осадочных формациях Сетте-Дабана / *Соболев А. Е., Кутырев Э. И., Игошина И. И.* и др. // Региональная геология и металлогения. № 4, 1995. С. 136–140.
10. Новые данные о строении и корреляции юдомской серии Кыллахского поднятия / *Мезенцев А. В., Ненсенко А. П., Сухоруков В. И.* и др. // Геология и геофизика. № 3, 1978. С. 19–28.
11. Новые данные о рифейском тектогенезе на Северо-Востоке России / *Худолей А. К., Рейнбирд Р., Стерн Р., Кропачев А. П.* и др. // В кн.: Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. II. Материалы совещания. – М.: Геос, 1999. С. 261–264.
12. Основы геодинамического анализа при геологическом картировании / *Абрамович И. И., Зелекугин В. Н., Аглонов С. В.* и др. – М.: Геокарт, Манпо, 1997. 519 с.
13. Палеомагнетизм силлов Учуро-Майского района и оценка напряженности геомагнитного поля в позднем рифее / *Павлов В. Э., Бураков К. С., Цельмович В. А., Журавлев Д. З.* // Физика Земли. № 1, 1992. С. 92–101.
14. *Сагир А. В.* Особенности развития и металлогения Сетте-Дабанского палеорифта // Отечественная геология. № 2, 1997. С. 17–213.
15. *Соболев А. Е.* Вендские мафиты и минералогия Южного Верхоянья // Доклады АН. Т. 327, № 4–6, 1992.
16. *Старников А. И., Сухоруков В. И., Якишин М. С.* Юдомская серия севера Юдомо-Майского прогиба // В сб.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 61–73.
17. Структура и эволюция земной коры Якутии / *Гусев Г. С., Петров А. Т., Фрадкин Г. С.* и др. – М.: Недра, 1985. 284 с.
18. *Сухоруков В. И.* Опорные разрезы верхнего рифея хребта Улахан-Бам // В сб.: Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 23–65.
19. *Сухоруков В. И., Осипов В. Н., Зубков Ю. А.* Новые данные о расчленении и корреляции улахской серии Сетте-Дабана // Геология и геофизика. № 10, 1989. С. 18–27.
20. *Тейлор С. Р., Мак-Леннан С. М.* Континентальная кора: ее состав и эволюция. – М.: Мир, 1988. 379 с.
21. *Худолей А. К., Гурьев Г. А.* Обстановки осадконакопления флишевых отложений карбона–перми Южного Верхоянья // В сб.: Флиш и флишеидные комплексы в различных зонах земной коры (формации и геоминералогия). – М.: ГИН РАН, 1994. С. 71–80.
22. *Худолей А. К., Гурьев Г. А., Зубарева Е. А.* Отложения плотностных потоков в карбонатном комплексе Сетте-Дабана (Южное Верхоянье) // Литология и полезные ископаемые. № 5, 1991. С. 106–116.
23. *Шановалова И. Г.* Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. – Новосибирск: Наука, 1974. 140 с.
24. *Щелов А. Д.* Синхронный рифтогенез и оруденение // Геология рудных месторождений. Т. 39, № 2, 1997. С. 115–126.
25. *Ян-Жин-Шин В. А.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-XXIV.

Объяснительная записка. – М.: Недра, 1982. 76 с.

26. *Ян-Жин-Шин В. А.* Тектоника Сетте-Дабанского горст-антиклинория. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1983. 155 с.

27. *Dickinson W. R.* Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G. G. (ed.). Provenance of Arenites, NATO Asi series C: Mathematical and Physical Sciences 148, 1985. P. 333–361.

28. Geochemical approach to sedimentation, provenance and tectonics. McLennan S. M., Hemming S., McDaniell D. K. and al. Geological Society of America Special Paper 284, 1993. P. 21–40.

29. U-Pb geochronology of Riphean sandstone and gabbro from southeast Siberia and its bearing on the Laurentia–Siberia connection. Rainbirel R. N., Stern R. A., Khudoley A. K. and al. Earth and Planetary Science Letters, 164, 1998. P. 409–420.

Фондовая

30. *Афанасьев М. Г., Сухоруков В. И. и др.* Отчет о результатах изучения опорных разрезов протерозойских и палеозойских отложений в Южном Верхоянье в 1983–1987 гг. (Стратиграфическая партия). Т. 1–4. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1987.

31. *Базилевский В. М., Потана В. С.* Отчет о работе Светлинской поисково-разведочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1961 г. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1962.

32. *Баланов Н. В. и др.* Отчет о работе Бурхалинской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 100 000. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1960.

33. *Баланов А. Н., Кузьмин П. П.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Сахара, Акра, Джорону на площади листов Р-53-117, -118, -119, -120-В-а, в по работам Сигирянской партии за 1981–1986 гг. Т. 1–3. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1986.

34. *Вигдорovich Д. А.* Изученность и разведанность золотоносных россыпей в бассейне р. Тыры по состоянию на 1956 г. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1956.

35. *Гомбоев О. Г., Иванов В. А. и др.* Отчет о работе Усть-Бурхалинской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 50 000 и Усть-Бурхалинского геофизического отряда за 1961 г. Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1962.

36. *Додин И. Г. и др.* Отчет о групповой геологической съемке и поисках масштаба 1 : 50 000 в бассейне рр. Бурхала, Муол, Лев. Натали на площади листов Р-53-84, -96-А, Б, В-а, Г-а, Г-а, б; Р-54-73-А-а, в по результатам Муолинской партии в 1982–1986 гг. Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1986.

37. *Дубов В. А. и др.* Обобщение методов аэромагнитной и гравиметрической съемок масштаба 1 : 200 000–1 : 50 000 и составление схемы глубинного строения территории Южного Верхоянья масштаба 1 : 500 000. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1986.

38. *Ефимов В. В., Третьяков А. В. и др.* Отчет о проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с применением специализированных литолого-геохимических исследований, попутными поисками радиоактивного сырья и других полезных ископаемых на площади листа Р-53-83 за 1985–1988 гг. (Сугджинская партия). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1988.

39. *Зверев Н. В., Нечаева Е. А., Дзевановский Ю. К.* Алдан–Аллах-Юньский водораздел Сетте-Дабана. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1934.

40. *Зубков Ю. А., Осотов В. Н., Баскарев Д. С. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в бассейнах рек Тыры, Наталья, Качелуан на площади листов Р-53-59-В-б, г, Г; -71-А-б, г, Б, В-б, г, Г; -72-В, Г; Р-54-61-В по работам Эльганской партии за 1982–1986 гг. Т. 1–3. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1986.

41. *Кичигин Л. Н., Ковалев Л. Н.* Прогнозная оценка ресурсов твердых полезных ископаемых территории деятельности Аллах-Юньской ГРЭ на 01.01.1988 г. Объяснительная записка к карте масштаба 1 : 2 000 000. Т. 1–4. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1988.

42. *Колодкин Ю. А., Широглазов М. Т.* Отчет с подсчетом запасов по месторождению россыпного золота руч. Аринда по состоянию на 1 октября 1971 г. (Аллахская геологоразведочная партия, 1968–1970). – ТФ ВЯ ГУГПП, 1971.

43. *Колодкин Ю. А., Стельмахова Н. В.* Отчет о результатах поисково-разведочных работ на россыпное золото в центральной части Аллах-Юньской золотоносной полосы за 1969–1973 гг. Т. 1. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1974.

44. *Краснопольский В. С., Кокин А. В., Калабашкин С. Н. и др.* Отчет Натыгинского отряда о результатах комплексных геохимических поисков в центральной части Сетте-Дабанской золото-редкометалльной зоны за 1989–1991 гг. Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1991.

45. *Лейбович Н. И., Сафонов Ю. В.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной на Бурхалинской площади (партия № 37/81–83). Т. 1, 4. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1983.

46. *Матей М. М., Матей Е. П.* Некоторые вопросы распространения золотоносности в Южном Верхоянье (Отчет о работе прогнозно-камеральной группы Аллахской партии за 1969–1970 гг.). – ТФ ВЯ ГУГПП, 1971.

47. *Мехоношин В. Ф., Баскарев Д. С. и др.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000, поисках полиметаллов, золота, бокситов и фосфоритов на площади листов Р-53-94, -95, -106, -107 (Горностахская поисково-съемочная партия, 1976–1980). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1980.

48. *Пресняков Е. А.* Предварительный отчет Аллах-Юньской геоморфологической партии о съемке в районе руч. Светлого. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1939.

49. *Руслов Б. С., Бороденкова З. Ф., Гременко О. В.* Разработка рационального проведения работ на россыпное золото в Аллах-Юньском районе (Отчет ИГЯФСО АН СССР по договорной теме с Аллах-Юньской комплексной геологоразведочной экспедицией ЯТГУ за 1968–1971 гг.). – ТФ ВЯ ГУГПП, 1971.

50. *Рыманенко Н. Г. и др.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 25 000, проведенной на Буларской площади в 1984–1986 гг. Т. 1–5. – ТФ ВЯ ГУГПП, 1987.

51. Сагир А. В., Кузьмин П. П., Дорофеева Р. Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Бурхалинской и Лединской рудных зон междуречья рр. Белая–Юдома (Отчет Телкинджинской партии о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 за 1985–1990 гг. на листах Р-53-96-В-в, г, Г-в, г; -108-А, В; -120-А, В-б, г; -131-А-б, г, Б, Г-б, г; -143-Б-б, г; Q-53-11-Б, Г-а, б. Т. 1–4. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1990.
52. Скиргайло Э. В. Отчет по работам Аллахской геологоразведочной партии за 1963 г. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1964.
53. Соболев А. Е. Отчет о работе Средне-Тыринской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1966 г. Т. 1, 2, 3. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1967.
54. Соловьев П. С. Геологическая карта бассейна р. Белой в среднем течении (геолого-поисковая партия АЮГУ треста Джургджурзолото). – ТФ комбината Джургджурзолото, 1938.
55. Соловьев П. С. Отчет о геолого-поисковых работ в верхнем течении р. Хамна. – ТФ комитета Джургджурзолото, 1948.
56. Соловьев П. С. Отчет о геолого-поисковых работ в бассейнах рек Сугджу, Керби. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1949.
57. Старников А. И., Панюков Е. В., Волкодав И. Г. и др. Геологическое строение и металлогения западной части Сетте-Дабана (Кыллахское поднятие) // Металлогеническая карта масштаба 1 : 100 000 (Отчет Кыллахской металлогенической партии за 1975–1980 гг.). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1980.
58. Старников А. И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская Лист Р-53-XXX. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1986.
59. Старников А. И., Филатов А. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Майская. Лист Р-53-XXXVI – Ыныкчанский. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1987.
60. Стельмахова Н. В. Геолого-экономическая оценка прогнозных запасов россыпного золота по Аллах-Юньскому золотоносному району по состоянию на 01.01.1976 г. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1976.
61. Стельмахова Н. В., Широглазов М. Т. Отчет о результатах поисковых работ в Аллах-Юньской золотоносной полосе в бассейне среднего течения р. Белая за 1973–1974 гг. (Мутулинский поисковый отряд Аллахской ГРП). 1974.
62. Сухоруков В. И., Горлова А. Л. и др. Отчет о групповой съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов Р-53-131-Б-в, г; Р-53-143-А, Б-а, в, В, Г-а, в; О-53-11-А, В, Г-в, г; О-53-23 по работам Кеатанской партии в 1978–1983 гг. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1983.
63. Сушко А. А. и др. Отчет о работе партии о ревизии и обобщению геологических материалов и составлению спецкарт по Аллах-Юньскому золотоносному району за 1962–1966 гг. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1968.
64. Сушко А. А., Павлов Г. П. и др. Разведанность и золотоносность Южного Верхоянья. Объяснительная записка (Отчет о работе партии по ревизии и обобщению геологических материалов и составлению спецкарт по Аллах-Юньскому золотоносному району за 1962–1966 гг.). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1967.
65. Сушко А. А., Базилевский В. М. и др. Материалы к прогнозной оценке территории деятельности Аллах-Юньской экспедиции на рудное золото. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1974.
66. Тафинцев Г. В. Карта СССР на золото масштаба 1 : 500 000. Лист Р-53-Г. Объяснительная записка. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1987.
67. Теслин А. Ф. Отчет о работе Сугджу-Наталинского поисково-разведочного отряда за 1967 г. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1968.
68. Трофименко П. Д. Отчет о работе Кербинской геолого-рекогносцировочной партии масштаба 1 : 500 000. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1956.
69. Тычинский В. И. Предварительный отчет о геологических работах в бассейне рек Сугджу и Натали. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1941.
70. Тычинский В. И. Отчет о работах на р. Белой в 1940–1941 гг. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1941.
71. Усов Ю. М., Мутовкина Л. П. Отчет о геофизических работах, проведенных в бассейнах рек Онелло, Тыры, Белая и Аллах-Юнь в 1994 году. Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1965.
72. Шелогуров Т. Ф. и др. Отчет о работе Сэгиннинской поисково-оценочной партии масштаба 1 : 50 000 за 1968 г. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1969.
73. Широглазов М. Т., Яворский Н. Н. Отчет о результатах поисков золотоносных кварцевых жил и зон окварцевания в пределах Сэтаньинского рудного поля за 1974 г. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1975.
74. Широглазов М. Т. Отчет о результатах поисков рудных месторождений золота в пределах Светлинского рудного поля за 1974–1975 гг. (Светлинский отряд). Т. 1, 2. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1976.
75. Ян-Жин-Шин В. А. и др. Отчет о работе Хотунской геолого-поисковой партии масштаба 1 : 100 000. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1960.
76. Ян-Жин-Шин В. А., Леонов В. П. и др. Отчет о работе Суордахской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000 за 1961 г. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1962.
77. Ян-Жин-Шин В. А. и др. Отчет о работе Верхне-Мутулинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1965.
78. Ян-Жин-Шин В. А. и др. Отчет о работе Наталинской геологосъемочной партии масштаба 1 : 200 000. – ТФ ВЯ ГУГГП, 1966.

**Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых
листа Р-53-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба
1 : 200 000**

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископае- мого и название место- рождения	Тип (К – ко- ренной, Р – россыпной)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние экс- плуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-3	5	Р. Лев. Натали	Р	[36, 41]	Малое. Частично отработано
III-2	5	Руч. Ближний	Р	[36, 41]	Малое. Разведано
III-3	2	Руч. Решающий	Р	[35, 36, 41]	Малое. Разведано
III-4	7	Руч. Забава	Р	[35, 41, 43]	Малое. Отработано
IV-1	8	Руч. Мускель	Р	[41, 47]	Малое. Разведано
IV-1	9	Руч. Крутой	Р	[41, 47]	Малое. Частично отработано
IV-1	10	Руч. Светлый	Р	[31, 41, 47, 48, 61]	Крупное. Отработано
IV-1	11	Руч. Мастах (нижн.)	Р	[47]	Непромышленное. Разведано
IV-1	14	Руч. Мастах	Р	[47]	Малое. Разведано
IV-2	3	Руч. Горюшкин	Р	[47]	Малое. Разведано
IV-2	4	Руч. Суордах (низовья)	Р	[47]	Непромышленное. Разведано
IV-2	5	Руч. Ялан	Р	[47]	Непромышленное. Разведано
IV-2	6	Руч. Суордах	Р	[47]	Малое. Разведано
IV-2	7	Руч. Аринда	Р	[41, 42, 43]	Малое. Частично отработано
IV-3	2	Руч. Тайга	Р	[51]	Непромышленное. Разведано
IV-3	5	Руч. Ыт-Юрях	Р	[51]	Малое. Частично отработано
IV-3	6	Руч. Сетанья	Р	[51]	Малое отработано
IV-3	7	Руч. Кругляш	Р	[51]	Малое. Частично отработано
IV-3	8	Руч. Кикнур	Р	[51]	Малое. Частично отработано
IV-3	10	Руч. Бурундук	Р	[51]	Малое отработано
IV-4	3	Руч. Кукша	Р	[51]	Малое отработано
IV-4	4	Руч. Малыш	Р	[51]	Малое отработано
IV-4	6	Руч. Южный	Р	[51]	Малое отработано
IV-4	7	Руч. Золотой	Р	[51]	Малое отработано
IV-4	8	Руч. Курносый	Р	[51]	Непромышленное. Разведано
IV-4	9	Руч. Чалбык	Р	[51]	Малое отработано
IV-4	10	Руч. Щетка	Р	[51]	Малое отработано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Известняк</i>					
IV-3	3	Хандинское (руч. Ыт-Юрях)	К	[51]	Малое. Разведано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО) и потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых листа Р-53-XXIV Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
II-1	1	Р. Мутула	[38]	ПМ. Щебень лимонитовых брекчий в алевролитах
II-1	3	Р. Мал. Мутула	[38]	ПМ. Развалы лимонитовых брекчий в доломитах
II-1	4	Водораздел р. Мутула-руч. Спокойный	[38]	ПМ. Делювиально-элювиальные развалы лимонитовой брекчий в алевролитах
II-1	5	Р. Мал. Мутула	[38]	ПМ. Делювиальные развалы и щебень лимонитовой брекчий в аргиллитах
II-2	2	Р. Мутула	[38]	ПМ. Линза интенсивно пиритизированных доломитов
II-2	3	Р. Мал. Мутула	[38]	ПМ. Делювиальные глыбы и щебень аргиллитов с оолитами гетита
IV-1	13	Руч. Малютка	[47]	П. Гематит-магнетитовый пласт в песчаниках
<i>Хром</i>				
IV-1	7	Правый борт р. Белая, против устья руч. Трехгорка	[47]	ПМ. Пласт кварцевых песчаников с фукситом и хромитом
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-2	5	Руч. Смежный	[38]	ПМ. Пласт доломитов с рассеянной вкрапленностью сульфидов меди
I-3	1	Руч. Красивый	[36]	ШП. Знаки халькопирита и сфалерита
I-3	2	Руч. Аист	[36]	ШП. Знаки халькопирита
I-3	8	Руч. Хариус (верховья)	[36]	ШП. Знаки халькопирита
II-2	1	Р. Сугджу (верховья)	[36]	ШП. Знаки халькопирита
II-4	5	Руч. Кукушкин	[36]	ШП. Знаки халькопирита
III-1	1	Северный	[5, 47]	П. Делювиальные обломки брекчий доломитов с блеклыми рудами, сульфидами меди, цинка, свинца
III-1	3	Горонастыль	[5, 47]	П. Делювиальные развалы рудоносного пласта брекчий доломита с блеклыми рудами, галенитом, сфалеритом, халькопиритом
III-3	3	Руч. Прямой-руч. Развальный	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) меди и цинка
III-3	4	Руч. Развальный	[36]	ШП. Знаки халькопирита
III-3	6	Руч. Хотун (верховья)	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) меди и цинка
III-3	7	Руч. Хотун (верховья)	[36]	ШП. Знаки халькопирита
III-4	2	Руч. Прямой-руч. Кукушкин	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) меди, цинка, мышьяка
III-4	5	Руч. Прямой (верховья)	[36]	ШП. Знаки халькопирита
III-4	6	От руч. Двойной (север) до руч. Иван-Чай (юг)	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1, 2) меди, цинка, свинца, серебра, мышьяка
III-4	8	Руч. Накали (верховья)	[36]	ПМ. Миндалекаменные базальты с вкрапленностью халькопирита и малахита
IV-1	5	Краснохолмское	[57]	П. Зона разлома в терригенных породах в контакте с дайкой диабаз с жилами пирит-халькопиритовых, сфалерит-галенитовых и сфалеритовых прожилково-вкрапленных руд
IV-4	11	Левый приток руч. Дикий	[51]	ШП. Весовые содержания халькопирита
<i>Свинец, цинк</i>				
I-1	2	Руч. Ленок	[38]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (2) свинца и цинка
I-2	1	Руч. Спокойный	[38]	ШП. Знаки сфалерита, галенита, халькопирита

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	1	Между руч. Летун и руч. Удар	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) цинка, свинца, мышьяка
III-1	2	Руч. Сыалысардах (верховья)	[47]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (2, 1) свинца и цинка
III-2	1	Руч. Еловый	[47]	ПМ. Пласт кальцитизированных доломитов с вкрапленностью галенита и сфалерита
III-2	2	Димское	[5, 47]	П. Пласт кальцитизированных доломитов с вкрапленностью галенита и сфалерита
III-2	3	От руч. Еловый (север) до руч. Восточный (юг)	[47]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) свинца и цинка
III-2	4	Руч. Восточный	[47]	ПМ. Пласт кальцитизированных доломитов с вкрапленностью галенита и сфалерита
IV-1	1	Р. Ханда (от руч. Горонастыль до руч. Мускель)	[47]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) свинца, цинка
IV-1	2	Левый приток р. Ханда	[47]	ВГХП. В донных пробах повышенные концентрации (1) свинца и цинка
IV-1	3	Перекаточный	[47]	ПМ. Развалы обохренных кремнистых доломитов с прожилково-вкрапленной галенит-пиритовой минерализацией
IV-3	4	Р. Ханда (от устья р. Бурхала до южной рамки листа)	[51]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) цинка и меди
IV-4	2	Руч. Чалбык (низовья), руч. Таёжка	[51]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (3, 1) свинца и цинка
IV-4	5	Р. Ханда (от истоков руч. Коралловый до южной рамки листа)	[51]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации свинца (3), меди и цинка (1)
<i>Сурьма</i>				
I-4	1	Р. Прав. Натали	[36]	ПМ. Минерализованная зона дробления: прокварцованные доломиты с гнездами сульфосолей, галенита и сфалерита
II-4	4	Руч. Двойной (верховья)	[36]	ПМ. Зона брекчирования с вкрапленностью блеклых руд
<i>Мышьяк</i>				
I-2	4	От среднего течения руч. Шалаш (юг) до северной рамки листа	[36, 38]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) мышьяка и серебра
I-4	2	Р. Прав. Натали	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) мышьяка и бария
I-4	4	Р. Лев. Натали (от руч. Подгорный до северной рамки листа)	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) мышьяка, серебра, цинка
I-4	6	Водораздел Прав. и Лев. Натали	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) мышьяка
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-3	3	Р. Лев. Натали	[36]	ШО. Единичные знаки и весовые содержания золота по водотокам
I-3	4	Левонаталинское	[36]	П. Измененные дайки диабазов с вкрапленностью сульфидов и золота
I-3	6	Р. Лев. Натали (верховье)	[36]	ПМ. Измененные дайки диабазов с вкрапленностью сульфидов
I-4	8	Руч. Летун (верховье)	[36]	ПМ. Измененная дайка диабазов с вкрапленностью сульфидов
II-3	2	Правый приток руч. Летун (верховье)	[36]	ПМ. Измененные дайки диабазов с вкрапленностью сульфидов
II-4	1	Руч. Летун (низовье)	[36]	ПМ. Кварц-карбонатные прожилки без видимой рудной минерализации
III-3	1	По р. Бурхала от руч. Мыльный (север) до устья и по р. Ханда до южной рамки листа	[36, 47, 51]	ШО. Весовые содержания и единичные знаки золота по водотокам вне россыпей
III-3	5	Р. Бурхала, ниже устья руч. Шалаш	[36]	ПМ. Измененная дайка диабазов с вкрапленностью сульфидов
III-4	1	Руч. Прямой (верховья)-руч. Кукушкин (верховья)	[36]	ШО. Единичные знаки и весовые содержания золота по водотокам
III-4	4	Водораздел Кукушкин-Прямой	[36]	ПМ. Зона кварц-карбонатного прожилкования с вкрапленностью сульфидов

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	4	Р. Ханда, от руч. Дим (север) до руч. Мастах и южной рамки листа	[47]	ШО. Весовые содержания и единичные знаки золота по водотокам
IV-1	12	Светлинское	[44, 47, 74]	П. Субсогласные зоны окварцевания и кварцевые жилы с золотом
IV-3	1	От истоков руч. Хотун до р. Ханда и по р. Сетанья до южной рамки листа	[36, 51]	ШО. Весовые содержания и единичные знаки золота по водотокам вне контуров россыпей
IV-3	9	Сетаньинское	[51]	П. Минерализованные измененные (эйситизированные) дайки диабазов
IV-4	1	По р. Ханда от восточной рамки листа и по руч. Чалбык до южной рамки листа	[51]	ШО. Весовые содержания и единичные знаки золота по водотокам вне контуров россыпей
<i>Серебро</i>				
I-3	7	Руч. Летун (верховья)	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) серебра и мышьяка
I-4	5	Правобережье р. Прав. Натали	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) серебра и бария
I-4	7	Р. Прав. Натали (у восточной рамки листа)	[36]	ВГХП. В донных пробах повышенные концентрации (1) серебра
II-4	3	От низовьев руч. Левый (север) до устья руч. Двойной (юг)	[36]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации (1) серебра и мышьяка
II-4	6	Руч. Неуд (верховья)	[36]	ПМ. Карбонатно-кварцевая жила с блеклорудной минерализацией
III-4	3	Руч. Беляк (низовья)	[36]	ПМ. Карбонатно-кварцевая жила с блеклорудной минерализацией
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Флюорит</i>				
I-4	3	Р. Прав. Натали (среднее течение)	[36]	ПМ. Пласт брекчированного окварцованного доломита с гнездами флюорита
<i>Барит</i>				
I-4	9	Руч. Яркий-руч. Бютенек	[36]	ШО. В водотоках весовые содержания барита
II-1	2	Правый и левый притоки р. Мутула	[38]	ШП. Весовые содержания барита в водотоках
II-4	2	Руч. Левый (низовья)	[36]	ШП. Весовые содержания барита в водотоках
IV-1	6	Трехгорка	[47]	П. Кварц-баритовые жилы с бедной сульфидной минерализацией
Минеральные удобрения				
<i>Фосфорит</i>				
I-1	1	Между руч. Сытыган и р. Сугд-жу	[38]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации фосфора, ванадия (3), меди и цинка (2)
I-2	2	Водораздел Выстрел-Вит	[38]	ПМ. Пласт желваковых фосфоритов в темных глинисто-карбонатных породах
I-2	3	От водораздела Решающий-Мыльный (юг) до северной рамки листа	[38]	ВГХО. В донных пробах повышенные концентрации фосфора, ванадия, цинка (3), меди (2)
I-2	6	Правосуджинское	[38]	П. Пласты желваковых и массивных фосфоритов в черных глинисто-карбонатных породах
Поделочные камни				
IV-2	1	Лесное	[47]	П. Горизонт цветных мраморов в кровле силла диабаза
IV-2	2	Саларское	[47]	П. Прослой пестроокрашенных мергелей в известняках

Характеристика промышленных россыпей золота с балансовыми запасами категории С₁ и С₂ по состоянию на 01.01.2000 г. на территории листа Р-53-XXIV

Индекс клетки	№ на карте	Название россыпи (ручей)	Тип россыпи	Длина (км)	Ширина (м)	Мощность (м)		Среднее содержание на пласт (г/м ³)	Балансовые запасы (кг)		Примечание
						Торфов	Песков		С ₁	С ₂	
Бурхалинский золотороссыпной узел											
I-3	5	Лев. Натали	Русловая	0,6	10	0,2-2,2	0,2-1,0	0,68-4,05	6,3	-	Выборочная отработка 1944 г.
III-3	2	Решающий	Русловая	0,8	20	1,0-3,0	1,1	1,3	22,8	-	Разведано
III-2	5	Ближний	Русловая	1,6	20	0,6-2,0	0,4-1,6	0,53-3,0	39,1	-	Разведано
Хандинский золотороссыпной узел											
IV-1	8	Мускель	Русловая	1,8	10-50	1,0-3,0	0,8-1,5	0,58-1,38	46,9	-	Разведано
IV-1	9	Кругой	Русловая	1,2	5-35	0,6-2,0	0,4-1,0	1,12-2,21	5,8	-	Выборочная отработка 1939 г.
IV-1	10	Пионер (часть руч. Светлый)	Русловая	0,38	12-24	2,0-3,5	0,8-2,2	0,63-1,85	8,6	-	Разведано
IV-1	14	Мастах	Пойменно-русловая	1,0	40-80	2,5	1,6	0,6-1,08	-	57,0	Недостаточно разведано
IV-2	3	Горюшкин	Русловая	0,2	10-20	0,5	0,5	2,49	5,0	-	Разведано
IV-2	6	Суордах	Террасовая	1,4	40-130	0,3-1,7	0,5-1,2	1,09-1,67	102,4	-	Разведано
IV-2	7	Аринда	Русловая террасовая	1,6	20-40	0,0-3,4	0,5-1,7	1,0-2,68	155,4	-	Выборочная отработка 1971-1972 гг.
IV-3	8	Кикнур	Русловая	0,9	10-40	0,8-2,0	1,8-2,8	0,64-1,19	24,5	-	Выборочная отработка 1941 г. [74]; 1978 г.
IV-3	7	Кругляш	Русловая	1,3	10-20	2,5-2,6	0,6-1,3	0,98-2,67	32,9	-	Выборочная отработка 1941 г.
IV-3	5	БГ-Юрях	Террасовая русловая	0,85	20	2,0	1,0	1,37	30,0	-	Выборочно обрабатывалась 1949, 1971 гг.
IV-3	9	Сеганья	Террасовая	2,0	10-40	1,0-3,2	0,6-1,4	0,64-2,62	113,5	-	Двукратная отработка
Сегеннинский золотороссыпной узел											
IV-4	9	Чалбык	Террасовая русловая	2,1	10-50	0,5-3,4	0,6-2,8	0,67-1,76	57,2	-	Обрабатывалась с 1936 по 1958, 1970 гг.

Характеристика отработанных промышленных россыпей золота на территории листа P-53-XXIV

Индекс клетки	№ на карте	Название рос- сыпи (ручей)	Тип россы- пи	Длина (км)	Ширина (м) от-до средн.	Мощность (м)		Среднее содержание на пласт (г/м ³)	Пробность от-до средн.	Преобла- дающая крупность золотин (мм)	Добыто золота (кг)	Примечание
						Торфов от-до средн.	Песков от-до средн.					
Бурхалинский золотороссыпной узел												
I-3	5	Лев. Натали	Русловая		нет данных					0,75-1	нет данных	Частичная отработка 1944 г.
Хандинский золотороссыпной узел												
IV-1	9	Крутой	Русловая	0,9	нет данных			2,9			3,9	Частичная отработка 1942 г.
IV-1	10	Светлый	Террасовая русловая	6,0	<u>20-150</u> 57,4	1,5	1,0	2,0-7,3	903	Св. 5	от 2013 до 5000	Трехкратная отработка 1939- 1999 гг.
IV-2	6	Суордах	Террасовая	3,0				2,0-5,8	886	1-3	504,8	Трехкратная отработка
IV-2	7	Аринда	Террасовая русловая	1,5	10-160	2,2	1,3	1,85	820	1-4	160,2	Частичная отработка в 1971- 1972 гг.
IV-3	10	Бурундук	Русловая	1,6	<u>10-40</u> 15	<u>1,0-2,5</u> 1,5	<u>0,4-0,7</u> 0,5	1,50	820	1-3	40,2	Отработана
IV-3	8	Кикнур	Террасовая русловая	4,0		<u>0,2-48</u> 1,5	<u>0,2-2,6</u> 1,0	1,42-5,0	820	1-3	50,4 (в 1974 г.)	Двукратная отработка
IV-3	7	Кругляш	Русловая	1,0	нет данных							Выборочная отработка 1941 г.
IV-3	5	Ыт-Юрях	Террасовая	0,35	<u>5-90</u> 48	<u>1,0-6,8</u> 3,0	<u>0,2-2,0</u> 1,0	1,35	820	1,45	Нет данных	Выборочная отработка 1941 г.
IV-3	6	Сетанья (нижн. течение)	Террасовая русловая					2,0-5,6	825	1,5-5,0	175,0	Двукратная отработка
Сегеннинский золотороссыпной узел												
IV-4	9	Чалбык	Русловая террасовая	5,0	25-150	<u>0,0-3,0</u> 1,5	<u>0,2-1,4</u> 0,8	1,04-6,0	<u>860-830</u> 825	1-3	170,6	Трехкратная отработка 1936- 1958, 1970 гг.
IV-4	10	Щетка	Русловая	0,7	<u>5-15</u> 10	<u>0,0-1,8</u> 0,5	<u>0,1-0,6</u> 0,4	<u>0,75-25</u> 4,28			11,2	Отработана в 1936 г.
III-4	7	Забава	Русловая	0,6	1,5-2	нет данных						Отработана в 1941 г.
IV-4	3	Кукша	Русловая	1,75	<u>5-20</u> 12	<u>0-4,6</u> 1,6	<u>0,2-1,2</u> 0,7	1,27	нет данных			Отработана
IV-4	7	Золотой	Русловая	1,7	<u>3-75</u> 24	<u>0,2-2,0</u> 0,6	<u>0,2-1,0</u> 0,6	0,72	828	1,5	Нет данных	Отработано
IV-4	6	Южный	Русловая	0,8		нет данных						Двукратная отработка 1936, 1970 гг.
IV-4	4	Малыш	Русловая	0,8		нет данных						Двукратная отработка 1936, 1970 г.

Характеристика непромышленных россыпей золота на территории листа Р-53-XXIV

Индекс клетки	№ на карте	Название россыпи (ручей)	Тип россыпи	Длина (км)	Ширина (м)	Мощность (м)		Среднее содержание на пласт (г/м ³)	Примечание
						Торфов от-до средн.	Песков от-до средн.		
Хандинский золотороссыпной узел									
IV-1	11	Мастах	Террасово-руслловая	2,8	40-100	<u>0,4-9,0</u> 4,0	0,2-1,4	0,1-1,20	Недостаточно разведано
IV-2	5	Ялан	Террасово-руслловая	1,2	20-160	<u>0,4-10</u> 3,0	<u>0,2-1,4</u> 0,6	0,2-1,25	Недостаточно разведано
IV-2	4	Суордах	Террасово-руслловая	3,0	60-130	0,8-5,0	0,2-1,6	0,1-1,36	Разведано
IV-3	2	Тайга	Руслловая	1,2	10-30	2,4-4,4	0,2-0,4	0,3-2,17	Разведано
IV-4	8	Курносый	Руслловая	0,8	10-20	0,0-2,8	0,2-0,4	0,6-1,2	Недостаточно разведано

Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого	Название рудного объекта	Прогнозируемое месторождение
I-2	6	Фосфориты	Проявление Правосуджинское	Малое. Забалансовое
I-3	4	Рудное золото	Проявление (рудное поле) Правонаталинское	Серия малых месторождений. Забалансовое
IV-1	12	Рудное золото	Проявление Светлинское	Среднее
IV-3	9	Рудное золото	Проявление (рудное поле) Сетаньинское	Серия малых месторождений. Забалансовое

Прогнозируемые виды полезных ископаемых, их ресурсы и рекомендуемые виды работ на площади листа Р-53-XXIV

№ п/п	№ объекта на схеме прогноза (на КПИ)	Площадь объекта (км ²)	Прогнозная характеристика перспективных объектов и размеры ресурсов в тыс. т (для золота – в т)	Перспективность объектов и надежность прогноза	Рекомендуемые виды работ
1	1.1.1 (IV-1-12)	1	Светлинское золоторудное поле P ₂ +P ₃ Au - 10 т	с/с	Р
2	2.1.0.1	50	Левонаталинское золоторудное поле P ₂ Au - 10 т	н/с	
3	2.0.0.1	15	Сетаньинское золоторудное поле P ₂ Au - 17,4 т	н/с	Р
4	0.0.1	540	Хандинский золотороссыпной узел P ₂ Au - 1,4 т	с/с	Р
5	0.0.3	80	Сегеннинский золотороссыпной узел P ₂ Au - 0,14 т	с/с	Р
6	(I-2-6)	105	Акринский фосфато-металлоносный уровень P ₂ P ₂ O ₅ - 1500 тыс. т	н/с	СП 10
7		300	Горностахская потенциально платиновая площадь	г/в	СП 50

Прогнозные ресурсы погребенных россыпей Хандинского и Сегеннинского золотороссыпных узлов

Индекс клетки	№ на карте	Название россыпи (ручей)	Длина (км)	Ширина (м) от-до средн.	Мощность (м)		Среднее со- держание на пласт (г/м ³)	Коэффициент надежности	Прогноз- ные ресур- сы P ₂ (кг)	Примечание
					Горфов от-до средн.	Песков от-до средн.				
IV-1	10	Светлый	0,6	200	5-17	1,0	2,0	0,8	240	Не разведано. Погребенная терра- совая россыпь
IV-2	4	Палеодолина руч. Суор- дах	3,0	<u>100-350</u> 200	10-50	1,0	1,0	0,8	400	Не разведано. Погребенная рос- сыпь
IV-2		Р. Белая (долина ниже руч. Кикнур)	10,0	70	<u>0-11,0</u> 5,0	1,0	0,7	0,8	490	
IV-4	9	Чалбык (нижнее течение)	3,0	40-100	40-100	1,0	2,0	0,8	136	Не разведано. Погребенная рос- сыпь
IV-1		Трехгорка			Более 30					Погребенная россыпь. Пройдено 3 линии шурфов. Шурфы не до- биты

Список стратотипов, петротипов и опорных обнажений, показанных на геологической карте

№ на карте	Характеристика объекта	Авторский №
1	Стратотип пионерской свиты	-
2	Опорное обнажение (угловое и азимутальное несогласие между трехгорной и талынской свитами)	№1215
3	Опорное обнажение (граница светлинской и бикской свит)	-
4	Опорное обнажение (несогласное залегание с корой выветривания талынской свиты на трехгорной свите)	№937
5	Опорное обнажение (несогласное залегание начарской свиты на гренской свите)	-
6	Петротип суордахского комплекса ($\beta_{O_{2-3}S}$): силлы долеритов в отложениях яланской свиты	-

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов калий-аргоновым методом

№ на карте	Наименование и индекс геологического подразделения; морфология тела; местонахождение	Анализируемая порода или минерал; № авторской пробы	K, %	⁴⁰ Ar, нг/г	Возраст, млн лет	Лаборатория, год работы
1	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; вторая фаза (βD_3sd_2); дайка в отложениях \mathcal{E}_3 ; бассейн р. Сугжу	Долерит (порода); №6470-1	0,76	14,54	255	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
2	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{E}_{1-2} ; бассейн р. Сугжу	Долерит (пироксен); №940	0,386	16,12	519	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
3	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; первая фаза (βD_3sd_2); дайка в отложениях \mathcal{E}_2 ; бассейн р. Сугжу	Долерит (пироксен); №1004	0,338	6,4	254	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
4	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; вторая фаза (βD_3sd_2); дайка в отложениях \mathcal{E}_3 ; бассейн р. Сугжу	Долерит (пироксен); №12168/4	1,32	38,12	374	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
5	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; вторая фаза (βD_3sd_2); дайка в отложениях \mathcal{E}_{2-3} ; бассейн р. Сугжу	Долерит (порода); №2420	0,79	31,42	499	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
6	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{E}_2 ; руч. Сытыган	Долерит (пироксен); №2613	0,475	70,3	1408	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
7	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; (βD_1-C_1sd); силл в отложениях \mathcal{E}_3 ; руч. Сытыган	Долерит (пироксен); №2586/2	0,402	9,57	314	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
8	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; (βD_1-C_1sd); силл в отложениях \mathcal{E}_3 ; руч. Сытыган	Долерит (пироксен); №2696	1,04	15,44	203	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
9	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; (βD_1-C_1sd); силл в отложениях \mathcal{E}_3 ; р. Сугжу	Долерит (пироксен); №2767/10	1,48	17,2	161	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
10	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; вторая фаза (βD_3sd_2); дайка в отложениях RF; руч. Южный	Долерит (порода); №6338	1,05	49,24	572	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
11	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; вторая фаза (βD_3sd_2); дайка в отложениях RF; руч. Южный	Долерит (порода); №6340/1	0,77	17,45	300	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
12	Горбинский комплекс долеритовый (βVg); дайка в отложениях RF; руч. Пластовый	Долерит (порода); №2042-7	1,39	31,09	297	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
13	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; вторая фаза (βD_3sd_2); дайка в отложениях RF; руч. Пластовый	Долерит (порода); №2041-3	0,93	20,98	300	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
14	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях V_2 ; руч. Пластовый	Долерит (порода); №6023/6	0,83	38,16	564	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
15	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{E}_2 ; р. Мутула	Долерит (порода); №149	1,08	24,36	299	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
16	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{E}_2 ; р. Мутула	Долерит (порода); №6112	1,16	17,65	206	Запсибгеология, 1985-1988 гг.
17	Сеттедабанский комплекс габбро-долеритовый; первая фаза ($\beta D_{1-3}sd_1$); силл в отложениях \mathcal{E}_{1-2} ; руч. Сытыган	Долерит (пироксен); №2667	0,456	17,29	477	Запсибгеология, 1985-1988 гг.

Результаты уран-свинцовой датировки долеритов суордахского комплекса (βO_{2-3s})

№ на карте	Морфология; местонахождение	Анализируемый минерал; № пробы	U, мкг/г	Pb, мкг/г	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Возраст и параметры дискордии	Лаборатория, год работы
18	Силл в отложениях V ₁ ; р. Белая	бадделеит; №190	1681	125	589	0,0576±2	0,4432±51	0,05582±60	445 млн лет; дискордия 19,5	Университет провинции Альберта, Эдмонтон (Канада), 1997 г.

Таблица 1

Химический и микроэлементный состав долеритов горбинского комплекса

Окислы (в %), элементы (г/т)	1	2	3	4
SiO ₂	46,30	48,60	47,8	48,2
TiO ₂	2,32	1,55	3,05	2,2
Al ₂ O ₃	14,9	14,6	12,4	14,0
Fe ₂ O ₃	6,2	0,53	4,7	4,47
FeO	10,4	10,93	10,5	8,33
MnO	0,26	0,13	0,17	0,16
MgO	3,10	7,38	6,72	7,28
CaO	7,64	5,0	8,83	9,82
Na ₂ O	3,37	2,44	2,21	2,41
K ₂ O	1,79	1,20	0,38	0,88
P ₂ O ₅	0,51	0,15	0,30	0,19
SO ₃	0,23	-	н/о	н/о
H ₂ O	0,20	-	н/о	н/о
CO ₂	0,40	3,21	н/о	н/о
п.п.п.	2,41	4,05	2,81	2,14
Сумма	100,03	99,77	99,80	100,1
Rb	н/о	н/о	10	23
Sr	н/о	н/о	351	261
Zr	н/о	н/о	230	132
Y	н/о	н/о	32	32
U	н/о	н/о	<2,0	2,8
Pb	н/о	н/о	<3,0	3,6
Th	н/о	н/о	5,1	<2,0
Nb	н/о	н/о	17,4	9,8
Ba	н/о	н/о	170	181
Cr	н/о	н/о	248	172
Co	н/о	н/о	42	46,2
Ni	н/о	н/о	76,1	86
V	н/о	н/о	358	315
Sc	н/о	н/о	31	31,9
La	н/о	н/о	14,7	8,32

1–4 – долериты близширотных даек горбинского комплекса (1 – левобережье р. Белой, лист Р-53-XXIII; 2 – бассейн руч. Матах; 3 – верховья руч. Светлого, лист Р-53-XXIV; 4 – устье руч. Трехгорка, лист Р-53-XXIV). н/о – не определялся.

Химический и микроэлементный состав долеритов суордахского комплекса

Окислы (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45,2	45,2	45,8	47,6	42,1	44,9
TiO ₂	3,74	3,96	3,63	2,89	3,67	3,57
Al ₂ O ₃	14,5	14,5	15,5	13,15	13,6	15,0
Fe ₂ O ₃	4,5	3,5	3,5	2,43	4,5	3,2
FeO	10,1	11,4	10,3	13,85	13,2	11,8
MnO	0,19	0,20	0,19	0,23	0,25	0,19
MgO	5,53	5,81	4,85	5,67	8,43	4,05
CaO	9,06	9	9,35	9,08	8,72	8,78
Na ₂ O	2,48	2,69	3,02	2,26	1,94	3,19
K ₂ O	1,67	1,32	1,31	0,94	0,82	1,63
P ₂ O ₅	0,75	0,97	1,02	0,32	0,53	0,91
п.п.п.	2,39	1,50	1,60	0,96	2,23	2,4
Сумма	100,08	100,01	100,02	99,38	100,0	99,56
Rb	30,0	26,0	25,0	н/о	н/о	38
Sr	420	420	450	н/о	336	410
Zr	300	300	310	н/о	273	310
Y	45	50	46	н/о	48	51
U	0,9	2,9	<0,5	н/о	2,3	<1,5
Pb	4,0	4,2	3,0	н/о	<3,0	<2,5
Th	2,0	<1,5	2,7	н/о	4,4	<1,5
Nb	30,0	32,0	27,0	н/о	28,6	34,0
Ba	460	490	582	н/о	298	386
Cr	110	286	106	н/о	83,2	56
Co	41	43	38	н/о	56,5	33
Ni	72	79	55	н/о	128	33
V	521	379	410	н/о	346	419
Sc	30	34	32	н/о	30,7	35
Sb	<0,5	н/о	<0,5	н/о	н/о	н/о
Cs	<0,5	н/о	<0,5	н/о	н/о	н/о
La	29,0	31,6	33,0	н/о	22,3	29,8
Ce	66	н/о	71	н/о	н/о	н/о
Ta	1,50	н/о	1,7	н/о	н/о	н/о
Nd	46	н/о	48	н/о	н/о	н/о
Sm	8,91	н/о	9,42	н/о	н/о	н/о
Eu	2,74	н/о	2,89	н/о	н/о	н/о
Tb	1,2	н/о	1,2	н/о	н/о	н/о
Yb	3,2	н/о	3,4	н/о	н/о	н/о
Lu	0,4	н/о	0,5	н/о	н/о	н/о
Hf	6,0	н/о	5,6	н/о	н/о	н/о
Ta	1,50	н/о	1,7	н/о	н/о	н/о

1–4 – долериты силлов Сахара-Акринского междуречья; 5–6 – долериты силлов р. Белая. н/о – не определялся.

Химический и микроэлементный состав пород сеттедабанского комплекса

Окислы (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	46,3	48,2	47,9	46,5	46,3	46,8	47,2	46,9	48,3	46,2	45,9	43,3	48,2	45,4	47,0	47,5	45,6	47,6	40,3	48,2	46,1	49,00	50,2	47,5
TiO ₂	1,50	2,13	2,53	2,83	2,27	1,81	1,99	3,43	2,18	2,04	2,60	2,00	2,18	1,70	2,42	1,53	1,25	1,81	3,8	2,77	2,31	2,01	2,19	2,51
Al ₂ O ₃	15,3	13,0	12,2	13,4	14,7	13,9	14,8	14,5	14,1	15,0	13,0	15,0	13,0	14,5	13,8	14,4	15,4	12,2	12,9	12,5	13,25	13,25	12,5	13,6
Fe ₂ O ₃	3,60	4,09	2,95	4,00	6,70	4,70	4,03	3,80	6,59	3,6	7,4	4,8	4,59	6,78	5,0	5,2	3,76	6,95	2,32	2,33	1,09	1,97	1,78	0,33
FeO	8,7	9,21	12,46	11,1	9,6	10,2	9,07	10,70	6,81	10,1	10,7	11,2	9,21	8,82	11,5	8,40	8,54	9,95	16,24	10,28	11,5	10,71	11,10	13,65
MnO	0,18	0,18	0,21	0,19	0,21	0,21	0,18	0,17	0,14	0,22	0,25	0,21	0,18	0,15	0,24	0,19	0,15	0,25	0,26	0,15	0,17	0,2	0,22	0,14
MgO	7,57	6,65	6,56	6,71	4,50	6,90	7,08	5,94	8,00	7,94	6,10	8,02	6,66	8,10	6,79	7,13	9,83	6,46	7,62	8,75	8,62	6,62	6,62	6,0
CaO	11,81	9,80	9,94	8,99	8,93	10,40	8,99	9,244	6,78	8,05	6,30	8,25	9,80	6,13	4,79	10,7	7,86	8,98	7,87	5,5	6,12	9,87	9,25	4,87
Na ₂ O	2,0	2,30	1,9	2,43	2,59	2,33	2,48	2,40	3,93	3,76	2,81	2,39	2,34	2,66	4,40	1,97	2,70	2,10	2,07	3,77	2,50	3,14	3,54	2,75
K ₂ O	0,5	1,01	0,73	0,80	0,96	0,60	1,06	0,84	0,65	0,24	0,15	0,50	1,01	1,75	0,17	0,42	1,19	0,22	0,25	0,51	0,14	0,24	0,05	0,06
P ₂ O ₅	0,13	0,30	0,29	0,36	0,25	0,20	0,57	0,42	0,28	0,22	0,31	0,22	0,30	0,20	0,36	0,18	0,11	0,14	0,36	0,31	0,25	0,23	0,21	0,23
п.п.п.	2,48	2,49	3,04	2,93	3,29	1,81	2,49	1,67	2,38	2,47	4,25	4,72	2,49	3,79	3,14	2,40	3,34	3,24	5,0	3,85	4,92	3,52	4,2	7,58
Сумма	100,4	99,81	100,31	100,25	100,22	99,9	100,0	100,0	100,1	99,6	99,8	100,2	100,0	100,0	99,7	99,9	99,8	100,0	98,58	98,92	99,99	100,22	99,07	99,40
Rb	12,0	22,0	н/о	29,0	27,0	13,0	30,0	23,0	9,0	<1,0	7	1	22	36,0	9,0	9,0	31,0	8,0	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sr	190	531	н/о	300	210	161	155	396	404	803	821	516	531	151	257	195	309	467	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Zr	96	191	н/о	220	190	115	81	248	177	127	226	152	191	156	209	99	87	110	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Y	28	30	н/о	41	45	34	21	44	32	26	57	36	30	38	50	32	18	40	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
U	<1,5	<2,0	н/о	0,6	<1,5	2,6	3,3	2,7	<2,0	<2,0	<2,0	3,1	<2,0	2,0	<2,0	<2,0	2,5	2,0	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Pb	<2,5	<3,0	н/о	<2,5	<2,5	<3,0	10,1	3,1	6,7	3,9	3,3	<3,0	<3,0	5,0	<3,0	3,4	<3,0	<3,0	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Th	<1,5	5,1	н/о	2,0	<1,5	3,0	5,5	4,3	3,7	3,7	6,7	<2,0	5,1	3,9	3,9	2,9	2,0	2,8	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Nb	6,3	27,1	н/о	26,0	12,0	5,8	5,3	30,0	21,2	20,9	17,2	19,8	27,1	14,5	15,5	7,9	6,1	10,0	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ba	138	267	н/о	194	268	95	214	254	181	61,9	883	88,5	267	257	301	106	500	294	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cr	228	184	н/о	167	20	171	116	201	211	165	44,8	183	184	111	155	276	521	49,7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Co	41	45,3	н/о	43	42	50,9	51,5	44,7	46,9	54,6	53,6	53,9	45,3	58,4	50,1	47,5	49,2	51,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ni	103	85,7	н/о	67	42	82,3	85,1	81,7	86,1	88,4	52,4	114	85,7	67,7	74,7	82,2	170	65,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
V	327	358	н/о	322	535	408	505	261	295	344	466	335	358	316	377	370	243	415	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sc	41	34,4	н/о	32	32	41,1	43,4	32,5	39,3	36,8	41,7	42,8	34,4	44,2	44,1	40,8	34,3	42,7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sb	н/о	н/о	н/о	1,7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Cs	н/о	н/о	н/о	<0,5	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
La	7,9	23,3	н/о	27,9	10,4	8,23	9,26	20,6	17,2	14,3	19,8	14,6	23,0	14,8	16,5	7,88	7,0	9,17	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ce	н/о	н/о	н/о	46	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Nd	н/о	н/о	н/о	27	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Sm	н/о	н/о	н/о	6,42	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Eu	н/о	н/о	н/о	2,19	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Tb	н/о	н/о	н/о	1,0	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Yb	н/о	н/о	н/о	2,8	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Lu	н/о	н/о	н/о	0,4	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

Окончание табл. 3

Окислы (%), элементы (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
Mf	н/о	н/о	н/о	4,7	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ta	н/о	н/о	н/о	1,8	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о

1–13 – Силлы и пологосекущие залежи долеритов первой фазы сеттедабанского комплекса в отложениях: 1–8 – нижнего–среднего кембрия (в т. ч. 1–3 для листа Р-53-XXX), 9–13 – верхнего кембрия–среднего ордовика. 14–18 – Дайки долеритов второй фазы сеттедабанского комплекса. 19–24 – Долериты нерасчлененного сеттедабанского комплекса.

Химический и микроэлементный состав позднедевонских базальтов (сегеняхская свита)

Окислы (в %), элементы (в г/т)	1	2	3
SiO ₂	46,5	48,3	46,4
TiO ₂	2,30	2,18	2,19
Al ₂ O ₃	13,7	14,1	14,8
Fe ₂ O ₃	6,12	6,59	7,12
FeO	8,58	6,81	6,78
MnO	0,18	0,14	0,11
MgO	7,11	8,00	8,94
CaO	5,82	6,78	4,72
Na ₂ O	4,43	3,93	3,69
K ₂ O	0,88	0,65	1,48
P ₂ O ₅	0,33	0,28	0,28
п.п.п.	4,01	2,38	3,71
Сумма	100,00	100,1	100,1
Rb	12	9	16
Sr	54	404	128
Zr	204	177	182
Y	41	32	30
U	2,4	<2,0	3,3
Pb	6,4	6,7	<3,0
Th	4,1	3,7	2,7
Nb	25,5	21,2	24,1
Ba	150	181	255
Cr	111	211	218
Co	49,7	46,9	51,2
Ni	57,7	86,1	75,5
V	290	295	274
Sc	44,5	39,3	30,6
La	18,8	17,2	14,3

1–3 – бассейн р. Белой (1 – руч. Коралловый, 2 – руч. Бурный, 3 – руч. Дикий).

Таблица 1

Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в осадочных породах

	Содержания (г/т)							Кк относительно кларка							Кк относительно ПДК						
	1 класс опасности				2 класс опасности			1 класс опасности				2 класс опасности			1 класс опасности				2 класс опасности		
	Zn	Pb	As	Cu	Mo	Co	Ni	Zn	Pb	As	Cu	Mo	Co	Ni	Zn	Pb	As	Cu	Mo	Co	Ni
Кларк почвы	50	10	1	20	2	10	40														
ПДК	23	6	2	3		5	4														
Бассейн рек Сытыган, Сугджа, Мугула (Ефимов В. В.)																					
Сетте-Дабанская зона																					
(Кыллахское поднятие)																					
(C ₂ cs-C ₃ kr)																					
Сф	71,4	12,5	47,6	35,2				1,4	1,3	47,6	1,8				3,1	2,1	23,8	11,7			
Ca ₁	100	20	70	50				2	2	70	2,5				4,3	3,3	35	16,7			
Ca ₂	150	30	100	70				3	3	100	3,5				6,5	5	50	23,3			
Ca ₃	200	50	150	100				4	5	150	5				8,7	8,3	75	33,3			
(RF ₂ -V-C ₁)																					
Сф	125	16,2	71,4	47,6				2,5	1,6	71,4	2,4				5,4	2,7	35,7	15,9			
Ca ₁	200	30	100	70				4	3	100	3,5				8,7	5	50	23,3			
Ca ₂	300	50	150	100				6	5	150	5				13	8,3	75	33,3			
Ca ₃	500	100	200	150				10	10	200	7,5				21,7	16,7	100	50			
(Томпо-Юдомское поднятие)																					
(C ₂ kc-C ₃ bl)																					
Сф	107	35,2	47,6	47,6				2,1	3,5	47,6	2,4				4,7	5,9	23,8	15,9			
Ca ₁	150	50	70	70				3	5	70	3,5				6,5	8,3	35	23,3			
Ca ₂	200	70	100	100				4	7	100	5				8,7	11,7	50	33,3			
Ca ₃	300	100	150	150				6	10	150	7,5				13	16,7	75	50			
Бассейн рек Бурхала, Муол, Лев. Натали, Прав. Натали (Додин И. Г.)																					
Сетте-Дабанская зона																					
Сф	50	7,5	50	29	0,5	3,5	12,0	1,0	0,8	50	1,5	0,3	0,4	0,3	2,4	0,1	25	9,6		0,7	3
Ca ₁	70	15	63	43	0,7	5,5	18	1,4	1,5	63	2,2	0,4	0,6	0,5	3	2,5	31,5	14,3		1,1	4,5
Ca ₂	90	30	79	64	1,0	8,6	26	1,8	3	79	3,2	0,5	0,9	0,7	3,9	5	39,5	21,3		1,7	6,5
Ca ₃	115	60	100	96	1,4	14	40	2,3	6	100	4,8	0,7	1,4	1	5	10	50	32		2,8	10
Южно-Верхоянская зона																					
Сф	79,0	19	51	30	0,95	13	17	1,6	1,9	51,0	1,5	0,5	1,3	0,4	3,5	3,1	25,9	9,97		2,5	4,4
Ca ₁	125	26	62	40	1,5	26	25	2,5	2,6	62	2	0,8	2,6	0,6	5,4	4,3	31	13,3		5,2	6,3
Ca ₂	190	36	74	53	2,1	52	36	3,8	3,6	74	2,7	1,1	5,2	0,9	8,3	6	37	17,7		10,4	9

Окончание табл. 1

	Содержания (г/т)							Кк относительно кларка							Кк относительно ПДК						
	1 класс опасности			2 класс опасности				1 класс опасности			2 класс опасности				1 класс опасности			2 класс опасности			
	Zn	Pb	As	Cu	Mo	Co	Ni	Zn	Pb	As	Cu	Mo	Co	Ni	Zn	Pb	As	Cu	Mo	Co	Ni
Ca ₃	300	50	89	71	3,2	104	52	6	5	89	3,6	1,6	10,4	1,3	13	8,3	44,5	23,7		20,8	13
Бассейн р. Белая (Сагир А. В.)																					
Сетте-Дабанская зона																					
Сф	30	10	50	20				0,6	1	50	1				1,3	1,7	25	6,7			
Ca ₁	50	20	70	30				1	2	70	1,5				2,2	3,3	35	10			
Ca ₂	70	30	100	50				1,4	3	100	2,5				3	5	50	16,7			
Ca ₃	100	50	150	70				2	5	150	3,5				4,3	8,3	75	23,3			
Южно-Верхоянская зона																					
Сф	50	20	50	30				1	2	50	1,5				2,2	3,3	25	10			
Ca ₁	70	30	70	50				1,4	3	70	2,5				3	5	35	16,7			
Ca ₂	100	70	100	70				2	7	100	3,5				4,3	11,7	50	23,3			
Ca ₃	150	100	150	100				3	10	150	5				6,5	16,7	75	33,3			

Таблица 2

Фоновые и аномальные содержания элементов-примесей разных классов опасности в почвах и растениях

Кл. оп.	Элемент	Кл. почв	ПДК почв	Кл. в золе раст.	ПДК раст.	Почва						Растения						Кк		
						Ср. содержание (г/т)		Кк отн. кларка		Кк отн. ПДК		Ср. содержание (г/т)		Кк отн. кларка		Кк отн. ПДК		С _{ср} раст./ С _{ср} почвы		
						I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	I	II	
Количество проб						26	16					20	12							
1	Zn	50	23	900	23	71,5	119,4	1,4	2,4	8,1	6,2	76	79,2	0,08	0,09	3,3	3,4	1,1	0,7	
	Pb	10	6	10	35	15,7	17,5	1,6	1,8	2,6	2,9	34	35,3	3,4	3,5	1,0	1,0	2,2	2,0	
	As	1	2	0,3	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2	Co	10	5	15	25	12,9	11,9	1,3	1,2	2,6	2,4	1,3	0,9	0,09	0,06	0,05	0,04	0,1	0,08	
	Ni	40	4	50	6,7	26,2	27,8	0,7	0,7	6,6	7	4	5,2	0,08	0,1	0,6	0,8	0,2	0,2	
	Cu	20	3	200	3,5	30,2	33,8	1,5	1,7	10,1	11,3	23,2	23,5	0,1	0,1	6,6	6,7	0,8	0,7	
	Mo	2		20		1,1	1,2	0,6	0,6			2,1	2	0,1	0,1			1,9	1,7	
	Cr	200	6	250		66	47,5	0,3	0,2	11	7,9	18,6	25,8	0,07	0,1			0,3	0,5	
	B	10		400		41,3	45	4,1	4,5			42,5	45,4	0,1	0,1			1,0	1,0	
3	V	100	150	61	170	84,4	71,3	0,8	0,7	0,6	0,5	5,9	8,8	0,1	0,1	0,03	0,05	0,07	0,1	
	Mn	850	1000	7500	3500	1127	868,8	1,3	1,0	1,1	0,9	1270	1779	0,2	0,2	0,4	0,5	1,1	2	

I – кембрийские+девонские терригенно-карбонатные отложения; II – каменноугольные терригенные отложения.

Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в осадочных породах

Стратиг. подразд.	Кол-во проб	Средние содержания (г/т)											Коэффициент концентрации												
		1 класс опасности			2 класс опасности					3 класс опасности			1 класс опасности			2 класс опасности					3 класс опасности				
		Zn	As	Pb	Co	Ni	Cu	Mo	Cr	B	V	Ba	Mn	Zn	As	Pb	Co	Ni	Cu	Mo	Cr	B	V	Ba	Mn
Элемент		125	6	13	35	100	66	1,7	130	52	215	250	1100												
НСКС																									
RF ₂ fr	20	-	-	-	7	-	4,3	-	6,3	-	4,3		277,5	-	-	-	0,2	-	0,07	-	0,05	-	0,02		0,3
RF ₂ vl	12	61,7	-	17,8	5	12,7	45	1,4	19,2	49,2	29,2		166,7	0,5	-	1,4	0,1	0,1	0,7	0,8	0,1	0,9	0,1		0,2
RF ₃ el	60	15,9	-	4,9	1,6	4,2	12,7	0,8	9,7	25,5	13,4		726,7	0,1	-	0,4	0,05	0,04	0,2	0,5	0,07	0,5	0,06		0,7
RF ₃ sl	30	36,3	22,3	7,3	6,0	4,7	30,7	0,6	2	18,7	25,5		415	0,3	3,7	0,6	0,2	0,05	0,5	0,4	0,02	0,4	0,1		0,4
RF ₃ gr	21	-	-	1,2	2,6	-	4,8	-	5,0	-	3,5		998,6	-	-	0,09	0,07	-	0,07	-	0,04	-	0,02		0,9
RF ₃ ub	63	43,7	14,8	8,6	4,3	10,3	27,4	0,5	12,7	40,3	20,2		307,7	0,3	2,5	0,7	0,1	0,1	0,4	0,3	0,1	0,8	0,09		0,3
V ₁ juk	40	-	-	1,6	-	-	8,7	0,3	3,8	-	10,6		523	-	-	0,1	-	-	0,1	0,2	0,03	-	0,05		0,5
V ₁ jal	69	16,3	-	4	2,1	7,3	16	0,2	12,2	26,3	12,9		680,4	0,1	-	0,3	0,06	0,07	0,2	0,1	0,09	0,5	0,06		0,6
V ₁ ml+tk	84	6,8	-	2,5	2,7	6,6	15,4	0,7	12,4	18,7	196,7		1651,4	0,05	-	0,2	0,08	0,07	0,2	0,4	0,1	0,4	0,9		1,5
V-Cst	133	41,9	124,2	5,7	3,9	11,98	31,2	0,8	25,1	78,7	22,1		380,6	0,3	20,7	0,4	0,1	0,1	0,5	0,5	0,2	1,5	0,1		0,3
C ₁₋₂ in	104	102,1	70,2	6,7	6,7	39,6	35,8	7,1	10,5	11	67,8		234,1	0,8	11,7	0,5	0,2	0,4	0,5	4,2	0,08	0,2	0,3		0,2
C ₂ kC	22	53,6	28,6	11,7	3,7	21,7	33	1,3	20,7	41,8	27,5		494,7	0,4	4,8	0,9	0,1	0,2	0,5	0,8	0,2	0,8	0,1		0,4
C ₂ ts ₁	78	33,3	5,8	5,0	1,9	9,9	18,1	1,4	17,2	22,9	22,8		657,6	0,3	1	0,4	0,05	0,1	0,3	0,8	0,1	0,4	0,1		0,6
C ₃ ts ₂	25	59,8	25,6	7,4	1,2	13,2	23,2	1,4	13,1	47,8	28,6		294	0,5	4,3	0,6	0,03	0,1	0,4	0,8	0,1	0,9	0,1		0,3
O ₁ at	40	75,6	56,9	18,5	12	38,5	66,5	0,4	58,5	66,5	31,2	-	1135	0,6	9,5	1,4	0,3	0,4	1	0,2	0,5	1,3	0,1	-	1
O ₁ sk ₁	30	-	-	6	-	-	2,2	-	7,3	-	6,3	-	300	-	-	0,5	-	-	0,03	-	0,06	-	0,03	-	0,3
O ₁ sk ₂	40	50,1	-	2,3	1	1	3,5	-	25,8	-	25,6	-	204	0,4	-	0,2	0,03	0,01	0,05	-	0,2	-	0,1	-	0,2
O ₁ sk ₃	40	37,5	-	3,8	0,5	0,6	2,1	-	23,5	-	13,8	-	174	0,3	-	0,3	0,01	0,01	0,03	-	0,2	-	0,06	-	0,2
O ₂ lb ₁	30	16,8	53,9	6,9	2,2	9,7	15,1	0,2	12,6	24,6	6,3	330	1220	0,1	8,98	0,5	0,06	0,1	0,2	0,1	0,1	0,5	0,03	1,3	1,1
O ₂ lb ₂	65	6,7	49,3	9,5	2,8	7,3	19,6	0,3	21,1	29,4	5,1	200	2456	0,05	8,2	0,7	0,08	0,07	0,3	0,2	0,2	0,6	0,02	0,8	2,2
O ₂ -Sts	60	-	17,4	1,5	0,2	0,8	11,1	0,2	9,0	25,8	3,8	68,3	396	-	2,9	0,1	0,01	0,01	0,2	0,1	0,07	0,5	0,02	0,3	0,4
D ₁ sd	34	-	45,2	5,6	-	7,5	20	-	13,3	27,4	32,6	-	985	-	7,5	0,4	-	0,08	0,3	-	0,1	0,5	0,2	-	0,9
D ₁₋₂ rz	12	-	-	1,1	-	3,2	7,2	1,1	3,6	-	11,4	-	812	-	-	0,08	-	0,03	0,1	0,6	0,03	-	0,05	-	0,7
D ₃ ls	30	72,3	-	10,7	14,4	15,6	224,4	0,6	33,1	9,5	46,4	-	1083,2	0,6	-	0,8	0,4	0,2	3,4	0,4	0,3	0,2	0,2	-	1,0
D ₃ nk	17	25,5	-	16,5	4,6	4	25,8	0,4	27,4	15,9	16,6	-	413	0,2	-	1,3	0,1	0,04	0,4	0,2	0,2	0,3	0,08	-	0,4
C ₁ jak+hm	30	36,9	-	15,8	2,5	3,2	21,2	0,3	14,2	1,7	0,8	-	495	0,3	-	1,2	0,07	0,03	0,3	0,2	0,1	0,03	0,004	-	0,5
C ₁ kr	62	39,1	-	15,2	2,3	13,7	28	0,5	19,4	14,7	20,3	-	512	0,3	-	1,2	0,07	0,1	0,4	0,3	0,1	0,3	0,09	-	0,5
C ₁ ov	20	70	65,4	22,7	5,7	25	54,2	0,6	23,7	74,6	27,1	-	471	0,6	10,9	1,7	0,2	0,3	0,8	0,4	0,2	1,4	0,1	-	0,4
C ₁₋₂ ht	40	-	60	-	5,7	23,7	40	0,7	26,2	75	25	-	300	-	10	-	0,2	0,2	0,6	0,4	0,2	1,4	0,1	-	0,3
C ₂ nt	50	84,6	67,3	19	7,2	46,3	59,2	1,0	35	103,1	40,8	-	396	0,7	11,2	1,5	0,2	0,5	0,9	0,6	0,3	1,98	0,2	-	0,4

НСКС – нормативное среднекоровое содержание.

Средние содержания элементов-примесей разных классов опасности в магматических и метасоматических породах

Породы	Кол-во проб	Содержания (г/т)											Коэффициенты концентрации										
		1 класс опасности			2 класс опасности					3 класс опасности			1 класс опасности			2 класс опасности					3 класс опасности		
Элемент		As	Zn	Pb	Cu	Ni	Co	Mo	Cr	B	V	Mn	As	Zn	Pb	Cu	Ni	Co	Mo	Cr	B	V	Mn
НСКС		6	125	13	66	100	35	1,7	130	52	215	1100											
Силлы базальтов	20		84,5	6,7	207,5	26,7	40,3	1,5	-		87	1095		0,7	0,5	3,1	0,3	1,2	0,9	-		0,4	1
Силлы и дайки базальтов	11		79,2	13,4	104,5	18,6	23,8	1,3	-		60,9	736		0,6	1	1,6	0,2	0,7	0,8	-		0,3	0,7
Дайки долеритов и базальтов	27		63,5	45,2	117	15,6	23,7	1,7	158,5		58	473,9		0,5	3,5	1,8	0,2	0,7	1	1,2		0,3	0,4
Габбробазальты	36	72	78	26	163	29,5	19,5	0,6			61		12	0,6	2	2,5	0,3	0,6	0,4	-		0,3	
Минер. габбро-базальты	200	1072	50,6	6,9	219,8	28,4	26,5	0,7			101,3		178,7	0,4	0,5	3,3	0,3	0,8	0,4	-		0,5	
Пепловый туф		70	30	20	30	7	3	3		15	50	100	11,7	0,2	1,5	0,5	0,07	0,09	1,8	-	0,3	0,2	0,09
Доломито-туффит		20	-	10	20	5	-	0,5		70	15	1200	3,3	-	0,8	0,3	0,05	-	0,3	-	1,3	0,07	1,1
Сиениты		1,4	130	12	5	4	1	0,6		9	30	850	0,2	1	0,9	0,08	0,04	0,03	0,4	-	0,2	0,1	0,8
Метасом. преобразованные сиениты		38,6	-	5	17	13,5	3	0,4	14,5	55,4	13		6,4	-	0,4	0,3	0,1	0,09	0,2	0,1	1,1	0,06	

НСКС – нормативное среднее содержание.

	№ проб	рН	Общ. жест. (мг-экв/л)	Содержания (мг/л)										CO ₂ (своб.)	Кк относительно ПДК								
				Катионы				Σ кат.	Анионы				Σ ан.		Σ мин. вещ.	Катионы				Анионы			
				Na ⁺ +K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	NH ₄		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	NO ₂				Na ⁺ +K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	NH ₄	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	NO ₂
Р. Лев. Натали	30	7,1	3	23	12,2	40	-	75,2	21,3	-	207,4	-	228,7	303,9	17,6	0,1	0,3	0,2	-	0,06	-	-	-
Р. Натали	31	7,6	2,4	36,8	2,4	44	-	83,2	14,2	-	219,6	-	233,8	317	17,6	0,2	0,06	0,2	-	0,04	-	-	-
Лев. приток р. Хариус	32	7,2	2,8	13,8	4,9	48	-	66,7	14,2	-	183	-	197,2	263,9	-	0,08	0,1	0,3	-	0,04	-	-	-
Верховье р. Хариус	33	7,4	2,4	3,7	4,9	48	0,1	48,7	14,2	27	97,6	-	138,8	187,5	17,6	0,02	0,1	0,2	0,2	0,04	0,05	-	-
Р. Бурхала	34	7,8	2,6	46	2,4	40	-	96,4	14,2	-	256,2	-	270,4	366,8	-	0,3	0,06	0,2	-	0,04	-	-	-
	35	7,6	2,2	13,6	2,4	40	0,1	56,1	14,2	28,5	109,8	-	152,5	208,6	8,8	0,08	0,06	0,2	0,2	0,04	0,06	-	-
Р. Хатун	36	7,6	2,2	24,2	2,4	40	0,2	66,8	21,3	12	146,4	-	179,7	246,5	-	0,1	0,06	0,2	0,4	0,06	0,02	-	-
Р. Бурхала	37	7,4	2,8	13,6	2,4	52	-	68,8	14,2	28,5	146,4	-	109,1	257,1	-	0,08	0,06	0,3	-	0,04	0,06	-	-
Р. Муол	38	7,4	3	15,6	2,4	56	-	74,1	21,3	4	183	-	208,3	282,4	-	0,09	0,06	0,3	-	0,06	0,01	-	-
	39	7,5	2,8	11	9,8	40	-	60,8	21,3	32,5	122	-	175,8	236,6	-	0,06	0,2	0,2	-	0,06	0,07	-	-
Р. Хариус	40	7,8	2	11	4,9	32	-	47,9	21,3	4	109,8	-	135,1	183,0	-	0,06	0,1	0,2	-	0,06	0,01	-	-
Р. Хатун	41	7,2	3	18,4	12,2	40	-	70,6	28,4	-	183	-	211,4	282	8,8	0,1	0,3	0,2	-	0,08	-	-	-
Руч. Лев. Хатун	42	7,2	3	15,6	7,3	48	-	71	28,4	-	170,8	-	203,2	274,2	8,8	0,09	0,2	0,3	-	0,08	0,01	-	-
Р. Хатун	43	7,2	2,4	18,4	4,9	40	-	63,3	28,4	-	146,4	-	174,8	238,1	8,8	0,1	0,1	0,2	-	0,08	-	-	-
	44	7,2	2,4	23	-	44	-	67	28,4	-	146,4	0,2	175	242	8,8	0,1	-	0,2	-	0,08	-	-	0,06
	45	7,2	2,2	36,8	2,4	40	-	79,2	28,4	-	183	0,2	211,6	290,8	8,8	0,2	0,06	0,2	-	0,08	-	-	0,06
Руч. Лев. Хатун	46	7,2	2,6	27,6	2,4	48	-	78	28,4	-	183	-	211,4	289,4	8,8	0,2	0,06	0,3	-	0,08	-	-	-
Р. Накали	47	7,2	3	26,9	4,9	52	-	83,8	28,4	8	195,2	-	231,6	315,4	8,8	0,2	0,1	0,3	-	0,08	0,02	-	-
	48	7,2	1,8	24,8	2,4	32	-	59,3	28,4	4	122	-	154,4	213,7	8,8	0,1	0,06	0,2	-	0,08	0,01	-	-
	49	7	1,6	20,2	4,9	24	-	49,1	28,4	4	97,5	-	129,9	179,0	8,8	0,1	0,1	0,1	-	0,08	0,01	-	-
Р. Прямой	50	7,2	2,6	24,2	12,2	32	-	68,4	28,4	12	158,6	-	199	267,4	8,8	0,1	0,3	0,2	-	0,08	0,02	-	-
	51	7,4	2,8	24,8	4,9	48	-	77,7	28,4	4	183	-	215,4	293,1	8,8	0,1	0,1	0,3	-	0,08	0,01	-	-
	52	7,2	2	24,8	4,9	40	-	64,8	28,4	4	134,2	-	166,6	231,4	8,8	0,1	-	0,2	-	0,08	0,01	-	-
	53	7,4	3	32,2	4,9	52	-	89,1	28,4	-	219,6	-	248	337,1	8,8	0,2	0,1	0,3	-	0,08	-	-	-
Бассейн р. Натали																							
Руч. Трехводный	55	7,4	3,2	23	12,2	44	-	79,2	28,4	-	207,4	-	235,8	315	8,8	0,1	0,3	0,2	-	0,08	-	-	-
Руч. Аист	56	7	2,0	18,4	-	40	-	58,4	28,4	-	122	-	150,4	208,8	8,8	0,1	-	0,2	-	0,08	-	-	-
Руч. Трехводный	57	7,4	2	18,4	12,2	20	-	50,6	28,4	-	122	-	150,4	201	8,8	0,1	0,3	0,1	-	0,08	-	-	-
Руч. Седой	58	7,4	3	18,4	2,4	56	-	76,8	28,4	-	183	0,01	211,4	288,3	8,8	0,1	0,06	0,3	-	0,08	-	-	0,01
Руч. Комчатка	59	7,2	3	18,4	7,3	48	-	73,7	28,4	-	183	-	211,4	285,1	8,8	0,1	0,2	0,3	-	0,08	-	-	-
Руч. Толчан	60	7,2	3,2	13,8	7,3	52	-	73,1	28,4	-	183	-	211,4	284,5	8,8	0,1	0,2	0,3	-	0,08	-	-	-
Р. Вьючный	62	7,2	3	18,4	2,4	56	-	76,8	28,4	-	183	-	211,4	288,2	8,8	0,1	0,06	0,3	-	0,08	-	-	-
Руч. Нианс	63	7,2	3	13,8	2,4	56	-	72,2	21,3	-	183	-	204,3	276,5	8,8	0,1	0,06	0,3	-	0,06	-	-	-
Руч. Бронь	64	7,2	3	18,4	2,4	56	-	76,8	28,4	-	183	-	211,4	288,2	8,8	0,1	0,06	0,3	-	0,08	-	-	-
Прав. приток р. Натали	61	7,4	3	18,4	9,8	44	-	72,2	28,4	-	183	-	211,4	283,6	8,8	0,1	0,2	0,2	-	0,08	-	-	-
Р. Лев. Натали	65	7	3	18,4	4,9	52	-	75,3	28,4	-	183	-	211,4	286,7	8,8	0,1	0,1	0,3	-	0,08	-	-	-
Руч. Дубровка	66	7,2	2,6	18,4	7,3	40	-	65,7	28,4	-	158,6	-	187	252,7	8,8	0,1	0,2	0,2	-	0,08	-	-	-
Р. Натали	67	7,4	3	18,4	4,9	52	-	75,3	21,3	-	195,2	-	216,5	291,8	8,8	0,1	0,1	0,3	-	0,06	-	-	-

	№ проб	рН	Общ. жест. (мг-экв/л)	Содержания (мг/л)										CO ₂ (своб.)	Кк относительно ПДК								
				Катионы				Σ кат.	Анионы				Σ ан.		Σ мин. вещ.	Катионы				Анионы			
				Na ⁺ +K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	NH ₄		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	NO ₂				Na ⁺ +K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	NH ₄	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	NO ₂
Р. Натали	68	7,4	2,2	23	2,4	40	-	65,4	21,3	-	158,6	-	179,9	245,3	8,8	0,1	0,06	0,2	-	0,06	-	-	-
Р. Хатун	69	7	2,2	18,4	2,4	40	-	60,8	14,2	-	158,6	-	172,8	233,6	44	0,1	0,06	0,2	-	0,04	-	-	-
Р. Ханда	70	6,8	2	18,4	7,3	28	-	53,7	14,2	-	146,4	-	160,6	214,3	44	0,1	0,2	0,2	-	0,04	-	-	-
Бассейн р. Накали																							
Руч. Ночной	71	6,6	1,6	13,8	7,3	20	-	41,1	7,1	-	122	-	129,1	170,2	44	0,1	0,2	0,1	-	0,02	-	-	-
Руч. Ночной	72	6	0,8	9,2	4,9	8	0,4	22,5	7,1	-	61	-	68,1	90,6	44	0,05	0,1	0,04	0,4	0,02	-	-	-
Руч. Ночной	73	6	1	32,2	2,4	16	-	50,6	14,2	-	122	-	136,2	186,8	35,2	0,2	0,06	0,09	-	0,04	-	-	-
Руч. Забава	74	6,2	1	18,4	7,3	8	1	34,7	14,2	-	85,4	-	99,6	134,3	44	0,1	0,2	0,04	2	0,04	-	-	-
Р. Накали	75	7	2	9,2	-	40	-	49,2	14,2	-	122	-	136,2	185,4	44	0,05	-	0,2	-	0,04	-	-	-
Р. Ханда (Белая)	76	7	1,4	23	2,4	24	-	49,4	14,2	-	122	0,5	136,2	186,1	44	0,1	0,06	0,1	-	0,04	-	-	0,2
Р. Бурхала	77	7	2,6	18,4	4,9	44	0,2	67,5	14,2	-	183	-	197,2	264,7	44	0,1	0,1	0,2	0,4	0,04	-	-	-
Р. Белая	78	7,2	1,8	13,8	9,8	20	-	43,6	14,2	-	122	-	136,2	179,8	44	0,08	0,2	0,1	-	0,04	-	-	-
Р. Муол	79	7	2	32,2	12,2	20	1,5	65,9	14,2	-	183	-	197,2	263,1	44	0,2	0,3	0,1	3	0,04	-	-	-
	80	7	2,2	27,6	-	44	-	71,6	14,2	-	183	-	197,2	268,8	44	0,2	-	0,2	-	0,04	-	-	-
	81	7	2,8	9,2	9,8	40	-	59	7,1	-	183	-	190,1	249,1	44	0,05	0,2	0,2	-	0,02	-	-	-
Р. Бурхала	82	6,8	1,6	32,2	2,4	28	-	62,6	14,2	-	156,6	-	172,8	235,4	44	0,2	0,06	0,2	-	0,04	-	-	-
Р. Муол	83	7,4	1,8	9,2	4,9	28	-	42,1	7,1	-	122	-	129,1	171,2	44	0,05	0,1	0,2	-	0,02	-	-	-
Р. Лев. Натали	84	8	1,4	22,3	4,9	20	-	47,2	7,1	8	122	-	137,1	184,3	26,4	0,1	0,1	0,1	-	0,02	0,02	-	-
Бассейн р. Ханда (Белая) (Шелогуров Т. Ф.)																							
Р. Белая	1	6,9	0,66	1,1	1,2	11,3	0,7	14,3	2	-	42,7	-	44,7	59	2,7	0,01	0,03	0,06	1,4	0,006	-	-	-
	2	7,1	2,3	0,9	5,1	37,6	сл.	43,6	1,3	-	140,3	сл.	142	185,3	1,8	0,01	0,1	0,2		0,004	-	-	сл.
	3	6,8	2,8	0,9	12,7	35,7	0,2	49,5	1,3	6	164,7	0,06	172	221,5	1,8	0,01	0,3	0,2	0,4	0,004	0,01	-	0,06
Р. Дикий	4	6,8	1,8	3,2	7,3	23	-	33,5	1,3	30,7	73,2	0,5	106	139,3	1,8	0,02	0,2	0,1	-	0,004	0,06	-	0,5
Бассейн р. Белая																							
Руч. Коралловый	5	6,8	3,9	0,2	15,9	50,8	1,5	68,4	1,3	5	231,8	-	238	306,5	1,8	0,001	0,4	0,3	3	0,004	0,01	-	-
Руч. Карамыш	14	6,8	2,7	9,9	7,9	41,4	0,1	59,3	1,5	25	158,6	сл.	185	244,4	1,8	0,06	0,2	0,2	0,2	0,004	0,05	-	сл.
Руч. Золотой	16	6,5	2,4	4,6	13,7	24,4	0,4	43,1	1,5	25,6	122	0,02	149	192,3	1,8	0,03	0,3	0,1	0,8	0,004	0,05	-	0,02
Руч. Щетка	17	7	0,6	3,9	1,7	10,1	0,1	15,6	2	8	36,6	-	46,6	62,4	1,8	0,02	0,04	0,06	0,2	0,006	0,02	-	-
Руч. Олень	18	7,1	1,2	0,7	6,8	12,9	сл.	20,4	2	4	67,1	0,2	73,3	93,7	1,8	0,004	0,2	0,07		0,006	0,008	-	0,05
Руч. Кукша	19	7,2	2	4,6	8,5	25,7	0,2	39	1,5	16,6	109,8	сл.	127,9	166,9	1,8	0,03	0,2	0,1	0,4	0,004	0,03	-	-
Руч. Бурный	20	7,5	3,1	4,8	12,5	41,4	-	58,8	2,4	21,1	170,8	сл.	194,3	253	1,8	0,03	0,3	0,2	-	0,007	0,04	-	-
Руч. Тумба	21	7	1,2	2,5	2,2	18,4	0,2	23,3	1,5	4	67,1	0,01	72,6	95,9	1,8	0,01	0,05	0,1	0,4	0,004	0,008	-	0,003
Руч. Таёжка	22	6,9	1,1	0,2	4,6	15	-	19,9	1,5	-	67	0,2	68,7	88,5	1,8	0,001	0,1	0,08	-	0,004	-	-	0,05
Руч. Чалбык	24	7,2	1,3	1,8	7,5	14,1	сл.	23,4	2,4	16	61	сл.	79,4	102,8	2,7	0,01	0,2	0,08		0,007	0,03	-	-
Р. Белая	25	7,1	1,2	-	6,2	13,2	0,2	19,6	2,7	-	67,1	-	69,8	89,4	2,7	-	0,2	0,07	0,4	0,008	-	-	-
Бассейн рек Ханда (Белая), Бурхала, Сугжа, Мугула, Южный и озера Талое (Ян-Жин-Шин В. А.)																							
Р. Сытыган	1		0,3	23,9	-	6		29,9	4,9	-	73,2		78,1	108		0,1	-	0,03		0,01	-	-	-

	№ проб	рН	Общ. жест. (мг-экв/л)	Содержания (мг/л)										CO ₂ (своб.)	Кк относительно ПДК								
				Катионы				Σ кат.	Анионы				Σ ан.		Σ мин. веш.	Катионы				Анионы			
				Na ⁺ +K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	NH ₄		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	NO ₂				Na ⁺ +K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	NH ₄	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃	NO ₂
Р. Сугжа	2		1,8	12,9	1,2	34		48,1	5,7	-	134,2		139,9	188		0,08	0,03	0,2		0,02	-		
Наледь р. Сугжа	3		2,3	10,5	3,7	40		54,2	5,7	-	158,6		164,3	218,5		0,006	0,09	0,2		0,02	-		
Р. Сугжа (грунтовая вода)	4		3,6	9	9,8	56		74,8	2,8	-	244		246,8	321,6		0,05	0,2	0,3		0,008	-		
Р. Мутула (наледь)	5		1	21,2	1,2	18		40,4	4,3	-	109,8		114,1	154,5		0,1	0,03	0,1		0,01	-		
Р. Дим	6		2,4	23,9	13,4	26		63,3	5,7	4	195,2		204,9	268,2		0,1	0,3	0,1		0,02	0,008		
Руч. Дим	7		2,5	11,3	18,3	20		49,6	7,1	6	170,8		183,9	233,5		0,07	0,5	0,1		0,02	0,01		
Р. Бурхала	8		2,9	30,3	18,9	27		76,2	4,9	4	244		252,9	329,1		0,2	0,5	0,2		0,01	0,008		
Р. Ханда	9		1,7	4,9	8,5	20		33,4	5,7	-	109,8		115,5	149		0,03	0,2	0,1		0,02	-		
Р. Салар	10		2,8	17,5	9,8	40		67,3	5,7	-	207,4		213,1	280,4		0,1	0,2	0,2		0,02	-		
Р. Салар (грунтовая вода)	11		2,8	17	17,5	27		61,5	4,9	-	207,4		212,3	273,8		0,1	0,4	0,2		0,01	-		
Р. Дим	12		2	24,8	7,3	28		60,1	2,8	-	183		185,8	245,9		0,1	0,2	0,2		0,008	-		
Р. Дим (наледь)	13		2,5	9,7	12,2	30		51,9	5,7	8	158,6		172,3	224,3		0,06	0,3	0,2		0,02	0,02		
Р. Южный	14		1,7	15,1	14,6	10		39,7	5,7	-	134,2		139,9	179,7		0,09	0,4	0,06		0,02	-		
	15		0,4	22,1	-	8		30,1	5,7	-	73,2		78,9	109		0,1	-	0,04		0,02	-		
Р. Мутула	16		2,3	11,7	9,7	30		51,4	4,9	4	158,6		167,5	218,9		0,07	0,2	0,2		0,01	0,008		
Руч. Дим	17		3,3	24,4	18,5	35		77,9	7,1	8	244		259,1	337		0,1	0,5	0,2		0,02	0,02		
Бассейн р. Сыалысардах																							
Руч. Ром	18		2,1	49,2	7,3	30		86,5	7,1	2	244		253,1	339,6		0,3	0,2	0,2		0,02	0,004		
	19		2,5	14,7	6,1	40		60,8	3,6	2	183		188,6	749,5		0,09	0,2	0,2		0,01	0,004		
Руч. Витязь	20		2,9	30,3	18,5	27		75,8	4,9	4	244		252,9	328,7		0,2	0,5	0,2		0,01	0,008		
Р. Сыалысардах	21		3,2	19,1	18,3	34		71,4	5,7	-	244		249,7	321,1		0,1	0,5	0,2		0,02	-		
	22		2,5	21,5	10,3	33		64,8	5,7	4	195		204,9	269,5		0,1	0,3	0,2		0,02	0,008		
Р. Мутула	23		3,8	8,7	18,3	46		73	3,6	4	244		251,6	324,8		0,05	0,5	0,3		0,01	0,008		
Р. Спокойный	24		2,1	15,1	9,8	26		50,9	5,7	-	158,6		164,3	215,2		0,09	0,2	0,1		0,02	-		
	25		3,0	15,1	15,2	35		65,3	6,4	4	207,4		217,8	283,1		0,09	0,4	0,2		0,02	0,008		
Р. Салар	26		0,5	84,2	-	10		94,2	5,7	-	244		249,7	343,9		0,5	-	0,06		0,02	-		
Р. Ханда	27		2,4	13,8	7,9	35		56,7	7,1	-	170,8		177,8	234,6		0,08	0,2	0,2		0,02	-		
Озеро Талое	28		0,5	11,9	-	10		21,9	6,4	2	48,8		57,2	79,1		0,07	-	0,06		0,02	0,004		
Наледь у оз. Талое	29		1,9	8,7	14,9	15		38,6	5,7	6	122		133,7	172,3		0,05	0,4	0,08		0,02	0,01		
Р. Белая (Ханда)	30		2,1	27,1	12,2	22		61,3	7,1	4	183		194,1	255,4		0,2	0,3	0,1		0,02	0,008		
	31		1	23,9	6,1	10		40	7,1	2	109,8		118,9	158,9		0,1	0,2	0,06		0,02	0,004		
Руч. Дим	32		2,4	22,1	10,9	30		63	5,7	-	195,2		200,9	263,9		0,1	0,3	0,2		0,02	-		
	33		1,9	10,6	10,9	20		41,5	5,7	19,2	109,8		134,7	176,2		0,06	0,3	0,1		0,02	0,04		

Электронное научное издание

**Кропачев А. П.
Иогансон А. К.
Гогин И. Я.
и др.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

Издание второе

Серия Юдомская

Лист Р-53-XXIV

Объяснительная записка

Редактор, корректор *И. В. Котельникова*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2020. Тираж 50 дисков. Объем 187 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru